

福岡県沿岸域 20 万分の 1 海底地質図説明書

Explanatory notes of 1:200,000 marine geological map along the coastal zone around Fukuoka

松本 弾¹

Dan Matsumoto¹

¹ 地質情報研究部門 (AIST Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

Abstract: “1:200,000 Marine Geological Map along the coastal zone around Fukuoka” (33°20'N, 130°00'E to 34°40'N, 131°00'E) was compiled based on the results of previous and recent seismic surveys. The former survey used air-guns and covered wide offshore area of Hibiki-nada in 1985 (GH85 cruise), and the latter was high-resolution multi-channel seismic profiling system along the coastal zone around Fukuoka in 2010. The latter high-resolution seismic survey used a small boat, thus it is possible to obtain seismic profiles of very shallow area close to the coast. The offshore area is underlain by acoustic basement and sedimentary layers which are divided into the Tsunoshima-oki Group, Oshima-oki Group and Hibiki-nada Group in ascending order. The Hibiki-nada Group is subdivided into two formations based on high-resolution seismic data. The Tsunoshima-oki Group is the folded Paleogene to early Pliocene sequence. The Oshima-oki Group is middle Pliocene to early Pleistocene deposits which are gently-folded consistent with the folds of the Tsunoshima-oki Group. The internal reflections of the group are nearly-parallel, onlap at the base and top lap to the upper boundary around the margin of the basins. The Hibiki-nada Group is composed of Pleistocene deposits and Holocene alluvial deposits, and has an onlap pattern with nearly-horizontal internal reflections. The NE-SW trending folded sedimentary groups are widely distributed mainly in the offshore area, while acoustic basement is widely exposed around the coastal zone. In the mapped area, three NW-SE trending linear faults are recognized on the seismic profiles. They are seaward extensions of the left-lateral strike-slip active faults (Kego, Nishiyama and Kikugawa faults). High-resolution profiles illustrate that they are active during late Pleistocene and Holocene, though no fault is found above the source fault of the 2005 West off Fukuoka Prefecture Earthquake.

Keywords: marine geological map, coastal zone, high-resolution seismic survey, active fault, Fukuoka.

要 旨

「福岡沿岸域 20 万分の 1 海底地質図」は、北緯 33° 20' , 東経 130° 00' から北緯 34° 40' , 東経 131° 00' の範囲において実施された音波探査データから作成された海底地質図である。この海底地質図は、1985 年に当時の工業技術院地質調査所が響灘・見島沖海域で実施した調査航海 (GH85 航海) におけるエアガン音源とする音波探査記録と、2010 年度に福岡県沿岸域の北緯 33° 39' 19" , 東経 130° 4' 3" から北緯 34° 3' 24" , 東経 130° 39' 43" の範囲で行われた高分解能音波探査記録を使用した。また大島北西沖の海域については、阿部ほか (2010b) が実施した西山断層帯海域延長部における音波探査記録を利用した。

調査域の沖合海域における層序は下位から音響基盤, 角島沖層群 (新称), 大島沖層群 (新称), 響灘

層群 (新称) に区分できる。垂直分解能に優れた高分解能音波探査を実施した沿岸域では最上位の響灘層群をさらに下部層と上部層の 2 つに区分できる。角島沖層群は褶曲した古第三紀～鮮新世前期の堆積層で直方層群・大辻層群・芦屋層群・日置層群・油谷湾層群に対比される。その向斜軸に沿って浅い堆積盆が形成されており、それを上位の大島沖層群と響灘層群が埋積している。大島沖層群は鮮新世中期～更新世前期の堆積層で、周辺陸域には対比できる堆積層はみられない。大島沖層群は基底でオンラップし、内部の反射面は基底面にほぼ平行であり、全体として緩やかな褶曲・変形作用を受けている。響灘層群は下位の更新世中期～後期の堆積層と上位の最終氷期最盛期 (Last Glacial Maximum; LGM) 以降の完新世の堆積層であり、それぞれ陸域の段丘堆積物と沖積層に対比される。基底の不整合面に対しオンラップして埋積しており、ほぼ水平な内部反射面

が特徴的にみられる。このような褶曲と堆積盆埋積構造は沖合海域において特徴的にみられ、おおよそ北東-南西方向に延びて配列する一方、沿岸海域では音響基盤が海底面に広く露出する。調査海域ではこれらの構造とほぼ直交する北西-南東方向の3つの断層群が発達する。これらは周辺陸上でみられる左横ずれ主体の活断層（警固断層・西山断層帯・菊川断層）の海域延長部に位置する。今回実施した沿岸における高分解能音波探査では、警固断層と西山断層帯の海域延長部に相当すると考えられる断層の一部に完新世以降に活動した痕跡がみられることが明らかになった。一方、2005年に発生した福岡県西方沖地震の震源断層直上では完新世以降の断層活動の明確な痕跡は認められなかった。

1. はじめに

この「福岡沿岸域 20 万分の 1 海底地質図」は、福岡県北部から山口県西部沖、北緯 $33^{\circ} 20'$ 、東経 $130^{\circ} 00'$ から北緯 $34^{\circ} 40'$ 、東経 $131^{\circ} 00'$ の響灘において実施された音波探査データから作成された海底地質図である。調査海域周辺の中国地方の島根半島から対馬沖にかけては、おおよそ東西から北東-南西に延びる褶曲軸が多数並列することが知られており、宍道褶曲帯と呼ばれている（第 1 図；多井，1973；本座ほか，1979）。この褶曲構造は九州から中国地方の日本海側における広範囲にわたる構造運動によって後期中新世以降に成長したと考えられている（Itoh and Nagasaki, 1996；伊藤・荒戸，1999）。また山口県西部から九州北部にかけての周辺陸域では、最近数万年以内に活動した北西-南東走向の横ずれ型活断層が分布する（第 2 図；活断層研究会，1991；地震調査研究推進本部地震調査委員会編，2009）。たとえば山口県西部には菊川断層、福岡県北部には福智山断層、西山断層帯などの活断層（帯）が知られている。さらに福岡市街地直下にはここ 1 万年の間に少なくとも 2 回の活動履歴を有する警固断層が分布していることが知られている（たとえば地震調査研究推進本部，2007；宮下ほか，2007；岡村真ほか，2009）。

これまでの研究から、これらの陸域の活断層（帯）の一部は海域にまで延びていることが明らかとなっている（第 1 図）。たとえば山口県西部の角島周辺海域では菊川断層帯、福岡県北部の大島周辺海域では西山断層帯の分布や活動度がそれぞれ調査されている（岩淵，1996；地震調査研究推進本部，2003，2004；阿部ほか，2010a,b）。また、博多湾北西沖の海底には断層が分布していることが知られており（第 1 図；たとえば海上保安庁水路部，1996；岩淵ほか，1998）、これが警固断層帯の一部（北西延長部）である可能性が指摘されている。2005年の福岡県西方沖地震はこの断層の分布域周辺を震源域として

発生している（Uehira *et al.*, 2006）。

このように九州北部から中国地方の日本海側にかけては陸域だけではなく海域にも新第三紀以降のテクトニクスを反映した断層が多く分布する。響灘周辺の沿岸域には福岡市や北九州市などの大都市が存在することから、防災の面からも活断層及び地質情報の整備が重要である。1985年には水深およそ 50 m 以深の響灘沖合海域においてはエアガンによる音波探査を利用した広範囲の地質構造調査が行われていたが、水深 50 m より浅い沿岸海域のデータが欠けていた。またエアガンを音源とする音波探査は海岸線からおよそ 100 km 沖までの海域の広域的な地質図を作成することを目的として実施していたため、得られるデータは完新世以降の活動である活断層の有無や活動履歴を明らかにするには分解能が不十分であった。そこで北緯 $33^{\circ} 39' 19''$ 、東経 $130^{\circ} 4' 3''$ から北緯 $34^{\circ} 3' 24''$ 、東経 $130^{\circ} 39' 43''$ の範囲にあたる福岡県沿岸海域（第 2 図の黒枠内）においては、より分解能の高いマルチチャンネル音波探査を実施し、沿岸海域における断層の分布や活動度評価に必要な沿岸域の地質情報を新たに取得した。ただし大島北西沖の海域においては阿部ほか（2010b）のデータを使用した（第 3 図）。また第 1, 2, 3, 15 図の作成には GMT ソフトウェア（Wessel and Smith, 1991）を使用した。

2. データ取得・解析方法

「福岡沿岸域 20 万分の 1 海底地質図」は、1985年に実施されたエアガンを音源とする音波探査（GH85 航海；棚橋，1986）及び 2010 年に実施した福岡県北部の沿岸域（第 2 図の黒枠内）における高分解能マルチチャンネル音波探査（村上ほか，2004；岡村，2008）によるデータを、また大島北西沖の海域では阿部ほか（2010b）が実施した高分解能マルチチャンネル音波探査のデータを使用した（第 3 図）。

エアガンを音源とする音波探査は、水深 50 m よりも深い海域においておよそ 4 ~ 10 km 間隔に設定された北西-南東方向と東北東-西南西方向の測線に沿って実施された（第 2 図）。そのうちほとんどの測線では波形整形装置を装着した 120 立方インチの容量をもつ BOLT 社製エアガンを 2 台同時に使用し、シングルチャンネルストリーマーで受振することでデータ収録が行われた。得られたデータの探査深度はこの海域では最大で 300 m 程度であるが、垂直方向の分解能は最高で 30 m 程度であり、海底表面付近の詳細な地質情報を得ることは困難である。

一方、高分解能音波探査は小型船（漁船等）を利用して調査を行えるため、水深 50 m よりも浅い海岸線近傍まで探査が可能である。また高周波数のブーマーを音源に用い、反射波の受振にマルチチャ

ンネルストリーマーを用いることで、1 m 程度の垂直分解能を有する質の高い反射記録を得ることができる。このように高分解能音波探査では沿岸域の海底面表層付近の地質構造を明らかにすることが期待できる（岡村，2008）ことから、福岡県北部沿岸域の水深約 70 m 以浅の範囲内に総延長約 850 km の測線を配置した（第 3 図）。調査海域では主に北東-南西に延びる断層の分布が想定される（たとえば海上保安庁水路部，1996）ことから、北西-南東方向の測線間隔を密に配置した。ただし、遠賀川沖合周辺では東北東-西南西方向に 3 測線、北北西-南南東方向に 2 測線を配置した（第 1 図）。なお、大島北西沖の海域は、西山断層帯海域部の調査を目的とした音波探査がすでに行われており（阿部ほか，2010b），その調査データを使用できることから本調査の測線は設定しなかった。このように格子状に配置した測線のうち、おおよそ海岸線に平行な北東-南西方向の 27 測線には数字の測線名（01-15, 18, 20-29, 36）を、海岸線に直交する北西-南東方向の 13 測線にはアルファベットの測線名（A-L）を付した（第 3 図）。

高分解能音波探査は 2010 年 9 月 1 日～11 月 7 日にブーマー（Applied Acoustic 社製；音源 200J）を音源として実施した。その際、以下に述べるとおりブーマー調査 A とブーマー調査 B という異なる 2 つの測定条件で調査を実施した。ブーマー調査 A は発振間隔を 2.5 m とし、チャンネル間隔が 2.5 m のストリーマーケーブルを用いて 12 チャンネルで受振を行い、6 重合の反射記録を測線長約 560 km にわたって収録した。ブーマー調査 B は発振間隔を 1.56 m とし、チャンネル間隔が 3.125 m 間隔のストリーマーを用いて 23 チャンネルで受振を行い、23 重合の反射記録を測線長 290 km にわたって収録した。いずれの調査も収録長は 400 msec，サンプリングレートは 0.125 msec でデジタル化した SEG-Y データを取得し、Parallel Geoscience 社製の音波探査処理アプリケーション Seismic Processing Workshop (SPW) を用いて以下の処理を行った。はじめに得られた信号のデータセットに適切なジオメトリを設定後、海面から海底面までのノイズ信号の除去（ミュート処理）を行った。次にバンドパスフィルタを適用してノイズを抑制し、波形処理（デコンボリューション，振幅補償）を行った。その後音波の速度解析を行い、それに基づいた NMO 補正を行った。最後に共通反射点（CMP）ごとに編集を行うことで重合反射断面を作成し、適宜フィルタを適用した。

3. 調査海域周辺の地形・地質

3.1 海底地形

本海域は福岡県北部から山口県西部の沖合の響灘

と呼ばれる日本海の大陸棚である（第 1・2 図）。水深 200 m 以浅の平坦な大陸棚が本州山陰沿岸から対馬海峡を隔てて西側の東シナ海まで広く発達するという特徴的な海底地形を示す。本海域の西方には九州と朝鮮半島を隔てる水深百数十 m 程度の対馬海峡（桂・永野，1976）が北東-南西に延び、その北東には水深 2000 m の対馬海盆が存在する（第 1 図）。

本海域内は水深 130 m よりも浅く、大局的にはほぼ平坦な海底地形が広がる（第 2 図）。そのうち海岸線からおおよそ 5 km 以内は比較的急な斜面がみられ水深約 50 m に達するが、海岸線より 5 km 以上離れた海域ではほぼ平坦な緩やかな斜面が広がる。また海岸線から 5 km 以内の沿岸部には、海域内にみられる島の大半（沖ノ島・小呂島を除いた角島・蓋井島・白島・地ノ島・大島・相島・玄界島など）が存在するほか、海面下にも高まり地形が散在する。

宗像市周辺の海岸線と大島・地ノ島で囲まれた倉良瀬戸付近の海底地形は起伏が激しく、水深約 20 m 程度の海底に比高 10 m 程度の凹凸地や海釜地形が形成されている。大島北西沖から白島北西沖にかけての水深 60 m 程度の海底には北北東-南南西方向に延びる比高 5 m 程度のサンドウェーブが雁行状に並んでおり、海上保安庁海洋情報部によるマルチビーム調査でもその存在が確認されている（佐藤・伊藤，2011）。また沖ノ島北沖や角島西沖の水深 100-130 m の海底にも、北東-南西方向に延びる比高 5 m 程度の細長い高まり地形がみられる。

3.2 周辺陸域の地質層序

本海域周辺の山口県西部から福岡県北部沿岸部では、主に中生代から第四紀までの火成岩類と堆積層が分布する（唐木田ほか，1992；久保ほか，1993；松浦ほか，2007；日本地質学会編，2009）。福岡県西部の糸島半島から福岡県中部の宗像市周辺、大島、地ノ島、山口県西部には主に花崗岩類からなる中生代の火成岩類が広く分布し、相島や角島周辺などには主に玄武岩類からなる新生代の火成岩類が散在して分布する。

中生代の堆積岩類では、ジュラ紀の海棲動物化石を含む砂岩・頁岩・礫岩などからなる海成層の豊浦層群が山口県南西部に露出し、砂岩・頁岩・礫岩と火山岩類などからなる白亜紀の非海成層の関門層群が山口県西部から北九州市、神湊や大島周辺の広い範囲に分布する。

これらの火成岩類や中生代の堆積岩類を基盤としてその上を古第三紀から第四紀までの堆積層が覆う。福岡県北部では古第三紀始新世～漸新世の直方層群や大辻層群、芦屋層群などの堆積層が分布する（唐木田ほか，1992；久保ほか，1993）。直方層群は主に礫岩・砂岩と泥岩の互層からなる非海成層で、凝灰岩や厚い炭層を挟む。大辻層群は主に砂岩と泥岩の互層からなる非海成層で、礫層や炭層を挟む。

芦屋層群は海棲動物化石を豊富に含み、砂岩と泥岩からなる海成層である。山口県西部では古第三紀漸新世の日置層群や新第三紀中新世の油谷層群が分布する（岡本，1974；松浦ほか，2007；日本地質学会編，2009）。日置層群は主に砂岩と頁岩からなる陸成～浅海成層で、礫岩や凝灰岩を伴う。油谷層群は砂岩と泥岩の互層からなる海成層で、下部には礫層を挟む。

これらの地域では新第三紀鮮新世以降の堆積層は顕著に発達しておらず、島根県の日本海沿岸部に砂礫層と泥層からなる海成～陸成層の都野津層（鮮新世～更新世）がわずかに分布する（日本地質学会編，2009）ほか、更新世の段丘堆積物や完新世の沖積層が海岸付近の限られた範囲に小規模に分布するのみである。

3.3 周辺海域の地質層序

本海底地質図の対象海域周辺では、これまでにいくつかの音波探査による調査が実施されてきた。たとえば対馬海峡周辺の大陸棚海域では南（1979）や井上（1982）が、白島周辺では海上保安庁水路部（1983）が、大島周辺では阿部ほか（2010b）が、北九州市から福岡市にかけての沿岸部では細野ほか（1975）が音波探査を実施した。これらの研究ではそれぞれの調査海域において音響層序を区分し、周辺陸域の地質分布との比較などに基づいて地質時代を推定している。

南（1979）は対馬海峡周辺の大陸棚海域の広範な海域の地質層序として、白亜紀の火成岩類・堆積岩類の上位の堆積層を漸新世の X 層群、中新世の N 層群、K 層群、鮮新世～完新世の D 層群という 4 つのユニットに区分した。この層序をもとに、井上（1982）は D 層群をさらに A～D 層という 4 つのサブユニットに細分した（第 4 図）。海上保安庁水路部（1983）は、大島周辺から北九州市沖にかけての白島周辺海域において 7 つの音響層序ユニットを識別し、それらが白亜紀の火成岩類と白亜紀（関門層群相当）・始新世（宗像層群相当）・漸新世（芦屋層群相当）・更新世前期・更新世後期・完新世の堆積層であると結論づけた（第 4 図）。阿部ほか（2010b）は大島周辺の海域における西山断層帯の分布調査のため音波探査を行い、9 つの音響層序ユニットを識別し、それらが中生代・始新世・漸新世・中新世・鮮新世・更新世後期・更新世中期・更新世前期・完新世の堆積層であったとした（第 4 図）。細野ほか（1975）は北九州市沖から福岡市沖にかけての水深 60 m 以浅の沿岸部において主に第三系を対象とした音波探査を実施し、音波探査断面から先第三紀岩類・三郡変成岩類・花崗岩類・関門層群・第三系・第四系を識別した。

響灘周辺海域において、これまで音響層序の地質時代を直接的に決定できる試料はほとんど得られて

おらず、萩沖（水深約 200 m）で実施された掘削長約 3000 m の資源探査坑井“萩 1 号試掘”（南，1979）のほか、対馬周辺（桂・永野，1976）、角島周辺（阿部ほか，2010a）、大島周辺（阿部ほか，2010b）、福岡沿岸域（西田・池原，2012）など研究例がある。このうち、南（1979）のみ地質層序の検討に用いられるような海底地下深部までの試料の研究報告がなされているが、残りの研究では古くても後期更新世以降の海底表層近傍の試料採取にとどまっている。したがっていずれの研究においても、周辺陸域の地質分布や構造運動史を考慮してそれぞれの音響層序ユニットの地質時代を決定しているが、年代の証拠に乏しく信頼性は必ずしも高くはない。

3.4 地質構造

中国地方の島根半島から対馬沖にかけては、東-西から北東-南西方向に伸びる多数の断層や褶曲軸が広範囲にわたって並列に発達していることが知られており、宍道褶曲帯と呼ばれている（第 1 図；多井，1973；本座ほか，1979）。これらの地質構造は九州から中国地方の日本海側における広範囲にわたって主に後期中新世に起こった南北圧縮性の構造運動によって発達したと考えられている（Itoh and Nagasaki, 1996；伊藤・荒戸，1999）。

また山口県西部から九州北部にかけての周辺陸域では、最近数万年以内に活動した痕跡が認められる、北西-南東走向の横ずれ型活断層が分布する（第 2 図；活断層研究会，1991；地震調査研究推進本部地震調査委員会編，2009）。たとえば山口県西部の菊川断層、福岡県北部の福智山断層と西山断層帯、福岡市街直下に発達する警固断層などが知られている。

菊川断層は陸域において山口県西部の下関市周辺におよそ 19 km にわたって分布する、北東側が隆起する左横ずれ断層が主体の活断層である（地震調査研究推進本部，2003）。菊川断層は海域にもその構造が延長していることが知られており、その全体が菊川断層帯と呼ばれる活断層帯とされる（地震調査研究推進本部，2003）。阿部ほか（2010a）は音波探査や海底表層の採泥調査を行い、海域において少なくとも 40 km にわたって菊川断層帯が分布し、それが 1 万 4 千年以降に活動していることを示した。

西山断層帯は陸域において福津市周辺におよそ 29 km にわたって分布する左横ずれ型の活断層である（活断層研究会，1991）。海域においては、岩渕（1996）や海上保安庁水路部（1996）が大島北西沖に断層構造を報告している。この海域では阿部ほか（2010b）が測線密度の高い音波探査を行い、大島北西沖海域において少なくとも 20 km にわたり西山断層帯が分布し、それが最終氷期最盛期以降に活動していることを明らかにした。また佐藤・伊藤（2011）

は同じ海域において海底地形調査を行い、海底面に横ずれ断層の運動に伴って圧縮性屈曲部に形成したと考えられる高まり地形が北西-南東方向に 30 km 以上伸びて発達していることを明らかにした。

警固断層は陸上において福岡市街地から筑紫野市にかけて分布するおよそ 20 km 伸びる活断層であり、西側が相対的に隆起する左横ずれ断層である(中田・今泉, 2002; 地震調査研究推進本部, 2007)。また岡村真ほか(2009)は博多湾内に警固断層が分布することを明らかにした。警固断層の活動履歴については、1 万年前以降少なくとも 2 回の活動があったことが報告されている(たとえば宮下ほか, 2007; 岡村真ほか, 2009)。また海域においては、海上保安庁水路部(1996)や岩淵ほか(1998)によって警固断層の北西延長部と考えられる断層が博多湾北西沖で報告されている。2005 年の福岡県西方沖地震はこの断層の分布域周辺を震源域として発生している(Uehira *et al.*, 2006)が、地震以前にこの海域で実施された音波探査記録には断層は確認されておらず(海上保安庁海洋情報部, 2005a)、さらに地震以降に実施された海底地形調査と音波探査でも断層地形や断層構造は見いだされなかった(海上保安庁海洋情報部, 2005b)。

このように九州北部から中国地方の日本海側にかけては、新第三紀以降のテクトニクスによって発達したと考えられる地質構造が陸域から海域に連続して分布する。東西から北東-南西に延びる褶曲軸は後期中新世に支配的であった南北圧縮、北西-南東に延びる断層は鮮新世後期以降の東西圧縮のテクトニクスによって形成したと考えられる(Itoh and Nagasaki, 1996; 伊藤・荒戸, 1999)。一方福岡県北部では筑豊炭田を構成する古第三紀の地層には北西-南東方向の正断層によって傾動した筑豊型構造(松下, 1951)が認められており、伸張応力のテクトニクスが存在したことが想定される(井上, 1981)。したがってこの地域の堆積盆地の形成とその後の変形は中新世の日本海拡大イベントの前後での広域的な応力場の変遷の過程で形成されてきたものであるといえる。

4. 海底地質層序

ここでは沖合海域におけるエアガンによる音波探査と、沿岸域における高分解能音波探査によって得られた反射断面記録を音響層序学的に解釈し海底地質を区分した結果を述べる。なお、これまで周辺海域で提唱されてきた海域層序は、研究ごとに A, B などの記号で記述されてきた。ここでは区分した層序ユニットに典型的な分布域の地名(海域名)をもって適切な新称を付した。

沖合海域の海底地質は、下位から音響基盤・角島沖層群(新称)・大島沖層群(新称)・響灘層群(新

称)の 4 つの音響層序ユニットに区分した(第 4 図)。一方、沿岸海域の海底地質はこれらの 4 つの音響層序ユニットのうち、最上位の響灘層群をさらに下部層・上部層の 2 つに細分した。以下に各層序ユニットの特徴を述べる。なお本稿では、水中および堆積物中の音速は 1500 m/s と仮定している。

4.1 音響基盤

反射断面記録上で内部反射がほとんど認められないか、乱雑な内部反射面がみられる層を音響基盤とした(第 5 図, 第 6 図)。その上部境界面は凹凸が激しい浸食面で、しばしば海底面に山状の高まり地形を形成する。福岡市から大島周辺の沿岸域では陸域や島から連続するように海底面に露出するほか、沖ノ島、小呂島、蓋井島、白島周辺に散在する。

4.2 角島沖層群(新称)

角島沖層群は音響基盤としばしば高角の地質境界をなし、基底面で onlap する堆積層である。角島沖層群の上面は truncation されており(第 7 図, 第 8 図)、大島沖層群・響灘層群に覆われる。最大層厚は 500 m 以上である。角島沖層群は全体的に褶曲構造を示し、調査海域北部ではおおそ北東-南西に伸びる背斜軸と向斜軸が交互に数 km から十数 km 間隔で配列する(第 9 図)。沖ノ島周辺では角島沖層群の内部反射面が強く褶曲しており(本海底地質図内の斜線部)、側方への連続性が悪い(第 10 図)。角島沖層群は福岡市から角島周辺の沿岸域で散点的に露出するほか、沖ノ島周辺では角島沖層群の背斜部が海底に広く露出する。また大島北西沖から沖ノ島にかけての海域では、西山断層帯に沿って角島沖層群が露出する。一方、角島と沖ノ島の間付近に存在する向斜構造に対応した凹地状の盆地が形成され、上位の大島沖層群・響灘層群が厚く堆積する。

4.3 大島沖層群(新称)

基底面に緩い角度で onlap し、上面は一部で truncation あるいは toplap を示す堆積層である(第 7 図, 第 9 図, 第 10 図)。全体として緩やかな褶曲構造を示すが、これは角島沖層群のそれと調和的である。内部反射面は明瞭で側方への連続性がよく、弧状の基底面に対しほぼ平行であり、上方ほど水平に近い形態を示す。大島沖層群は角島沖層群の向斜構造に対応した堆積盆地内では厚く堆積し、その最大層厚は 400 m 以上であるが、その背斜軸周辺に向かって層厚が薄くなる傾向を示す。沖合海域においては、背斜軸の周辺で角島沖層群と連続するように海底に露出するほか、海底下においても角島沖層群の褶曲を覆うように連続的に分布する様子がみられる。沿岸域においては、大島北沖の西山断層帯が分布する海域に沿って海底に露出する。また相島周辺から西山断層帯西部の大島北西海域にかけては層厚が

厚くなる傾向を示す。

4.4 響灘層群（新称）

調査海域で最上位の層序ユニットであり、基底面に対し緩い角度で onlap する堆積層である（第7図、第11図）。全体としてほぼ水平に堆積しており、内部にはほぼ水平で弱い反射面がみられる（第7図、第9図、第11図）。響灘層群は調査海域の広い部分に分布するが、その層厚は概して薄い。沖合海域においては、向斜軸付近において比較的厚く堆積し、最大層厚は100 m程度である。沿岸域においては、警固断層の海域延長部とされる断層が海底に分布する玄界島北沖周辺や、西山断層帯が分布する大島北西沖周辺で最大層厚60 m程度と比較的厚く堆積する。一方、背斜軸に向かっては層厚が徐々に薄くなる傾向を示す。

沿岸域で実施された高分解能音波探査では響灘層群の最上部付近に弱い浸食面が確認できる。このような浸食面は海底にサンドウェーブと考えられる高まり（佐藤・伊藤，2011）がみられる場所では比較的明瞭であり、この浸食面を境界として響灘層群を下部層と上部層の2つに細分した。下部層は響灘層群の主部を形成している。一方上部層は海底面直下に存在する浸食面を水平に覆う。内部には反射面はほとんどみられず、白く抜けたようにみえることが多いが、斜交層理のような構造がみられることがある（第12図A）。また大島周辺では上記のように海底にサンドウェーブ状の地形を形成することがある（第12図B）。最大層厚は20 mであるが、多くの場所では薄く5 m以下である。上部層は音響基盤が海底に高まりを形成している場所を除くほとんどの海域で海底面を広く覆うため、本海底地質図では上部層が海底面に分布する範囲を網掛け印で示し、上部層の下位に分布する層の分布も併せて示した。

4.5 沖合海域と沿岸海域の海底地質層序

本海底地質図では既に述べた通り沖合海域と沿岸海域で異なる手法の音波探査を実施している。沖合海域で実施したエアガン音波探査の垂直分解能はおよそ30 mであり、沿岸海域で実施した高分解能音波探査は1 m程度である（第13図）。分解能以下の堆積層は反射断面記録上で識別することができないことから、沖合海域では層厚の薄い更新世以降の新しい堆積層（響灘層群）の分布を正確に識別できない。このような違いにより、作成された海底地質図の沖合海域と沿岸海域の境界部において描かれる地質構造や分布にずれが生じることがある（第14図）。

4.6 地質時代

地質構造や分布の特徴からここで区分した音響層序ユニットを周辺陸域の地質層序と対比し、地質時代を推定した。音響基盤はその分布域や凹凸の激し

い地形を形成している点、内部反射面がほとんどみられないことから、山口県西部海岸から大島周辺に分布する固結が十分に進んだ中生代の豊浦層群や関門層群といった堆積岩類のほか、糸島半島周辺に分布する白亜紀の花崗岩類、相島などの島を形成する新生代の玄武岩類などの火成岩類に対比した。角島沖層群は北東-南西走向の変形（褶曲）を受けており、この海域周辺で南北圧縮性の構造運動が支配的であった後期中新世～鮮新世前期より前に形成されたと考えられる。したがってこの地域周辺に分布する始新世～中新世の直方層群・大辻層群・芦屋層群・日置層群・油谷湾層群と対比した。大島沖層群はその下部が下位の角島沖層群と調和的な緩やかな褶曲変形を受けており、南北圧縮性の構造運動が収束に向かう時代に堆積層の形成が始まったと考えられる。また陸域に向かってせん滅する傾向を示し、音響基盤や角島沖層群を挟んで海岸線に至る場所が多い。したがって大島沖層群は陸域でほとんど堆積層が発達しない鮮新世中期～更新世前期に形成されたと推定した。なお、島根県の沿岸部の一部には海成層を含む鮮新世～更新世の都野津層が分布しており、これは大島沖層群と対比できると考えられる。響灘層群は層厚が薄くほぼ水平に堆積しており、変形もほとんどみられないことから、比較的新しい更新世中期以降の段丘堆積物・沖積層と対比した。このうち、響灘層群上部層は海底面直下の浸食面を覆うことから最終氷期最盛期以降の沖積層と考えられ、響灘層群下部層は更新世中期以降の段丘堆積物と推定される。

前述の通りこの海域では堆積層の年代値を直接得られるような試料は、萩1号試掘（南，1979）のほか、いくつかの海底表層採泥しか存在しない。萩1号試掘ではD層群中のC・D層境界であるD層準と考えられる不整合面がみられ、有孔虫化石からこれが鮮新世前期よりも古いことが示されている（南，1979）。一方、試掘位置近傍を通るエアガン記録ではほぼ同じ深度で角島沖層群と大島沖層群の境界が存在することから、角島沖層群を鮮新世前期以前、大島沖層群を鮮新世中期以降の堆積層とした推定には矛盾がない。また、響灘層群上部層の年代については西田・池原（2012）が同じ沿岸海域で実施した表層採泥試料の年代測定値と矛盾しない。

4.7 これまでの海域地質層序との対比

本研究で区分した音響層序ユニットと周辺海域における既存研究による海域地質層序（南，1979；井上，1982；海上保安庁水路部，1983；阿部ほか，2010b）を対比する（第4図）。本研究の音響基盤は中生代以前の堆積岩類および中生代～新生代の火成岩類とした。南（1979）や井上（1982）、海上保安庁水路部（1983）では白亜紀の堆積岩類や火成岩類を音響基盤としており、またこれは阿部ほか（2010b）

の E 層に一致する。ここで新生代の火成岩類（主に玄武岩類）は相島周辺など限られた分布を示すため、広域的にみればこれらの研究の音響基盤や E 層は本研究の音響基盤と考えられる。

沖合における角島沖層群と大島沖層群の不整合境界は、南（1979）の G 層準あるいは D 層準に相当すると考えられる。G 層準は K 層群と D 層群をわけると不整合面であり、D 層準は D 層群のうち A 層・B 層・C 層（上部層）と D 層（下部層）を分ける不整合面（南，1979；井上，1982）である。角島沖層群は全体が強い褶曲構造を示し、K 層群の特徴と一致する。大島沖層群は連続性のよいほぼ平行な内部反射面を持ちながら全体的に緩やかな変形を示し、広く角島沖層群を覆うことから、D 層群上部層の特徴と一致する。D 層群下部層はところにより褶曲構造を示す特徴を示すが、これは比較的褶曲による変形が緩い向斜軸付近の角島沖層群の最上部に相当すると考えられる。これらのことから、角島沖層群は D 層準以下の D 層群下部層・K 層群・N 層群・X 層群に対比した。萩 1 号試掘（南，1979）が掘削された地点において、D 層準に相当する深度で角島沖層群と大島沖層群の境界の不整合面がみられることは、この対比と調和的である。また、南（1979）の音波探査記録から、D 層群下部層が褶曲構造の背斜軸付近では欠如し、向斜軸付近にのみ比較的厚く（最大 400 m）分布する様子がみてとれる。したがって角島沖層群と大島沖層群の境界の不整合面は、向斜軸付近では D 層準に相当するが、背斜軸付近では G 層準にも相当すると考えることができる。沿岸域においては内部反射面の特徴や分布域から、海上保安庁水路部（1983）の V s 層・IV s 層、阿部ほか（2010b）の D2 層・D1 層・C2 層・C1 層にそれぞれ相当すると考えられる。

沖合における大島沖層群と響灘層群の不整合境界は、井上（1982）の D 層群 C 層と B 層の境界に相当すると考えられる。大島沖層群は全体として緩やかな褶曲を示す一方、響灘層群はほぼ水平な内部反射面を示す。井上（1982）によると D 層群上部層のうち C 層は緩やかな褶曲を示す特徴をもつことから、大島沖層群は D 層群 C 層に、響灘層群は D 層群 A 層・B 層に対比した。また沿岸域においては内部反射面の特徴や分布域から、大島沖層群は海上保安庁水路部（1983）の III 層、阿部ほか（2010b）の B3 層に相当すると考えられる。最上位の響灘層群は、海底面直下付近にみられる浸食性の不整合面を境に下部層と上部層に区分したが、響灘層群下部層を海上保安庁水路部（1983）の II s 層や阿部ほか（2010b）の B2 層・B1 層に、上部層を海上保安庁水路部（1983）の I s 層や阿部ほか（2010b）の A 層に対比した。

対比した地質時代にずれが生じているケースが一部でみられる。たとえば本研究の角島沖層群は鮮新

世前期までの堆積層であるが、阿部ほか（2010b）の C1 層は鮮新世までの堆積層とされる。また本研究の大島沖層群は更新世前期までの堆積層であるが、井上（1982）の D 層群 C 層は鮮新世までの堆積層とされる。これはこの海域では地質年代値を直接決定できる試料に乏しく、本研究を含めいずれの研究においても地質時代の推定に不確実性が伴っていることが原因であると考えられる。以上のように、これらの対比には地質時代の推定に違いがみられるものの、各層序ユニットの層厚や内部反射面の特徴、褶曲構造、分布域などの点においては概ね矛盾がなく、一定の整合性を有する。

福岡市から北九州市の沿岸海域においては、細野ほか（1975）が音波探査を実施している。この中で海底地質は先第三紀基盤岩類・第三系・第四系の 3 つに区分され、また調査海域における第四系の基底深度と層厚の詳細な分布が報告されている。ここで先第三紀基盤岩類は本研究の音響基盤に、第三系は角島沖層群・大島沖層群に、第四系は響灘層群に概ね対比できる。細野ほか（1975）による沿岸海域地質図によると海岸線から約 5 km 以内の沿岸域には第四系を除いて先第三紀基盤岩類が広がり、遠賀川河口・地ノ島南西方・大島北西沖・相島東方・相島南方・志賀島東方で第三系が散在して露出するとされるが、本海底地質図でも音響基盤と角島沖層群・大島沖層群が同様の分布を示している。また本研究で得られた響灘層群の基底面深度・層厚のデータを、松島ほか（2012）が報告した周辺陸域のボーリングデータと組み合わせ、PC アプリケーション GMT (The Generic Mapping Tools; Wessel and Smith, 1991) を用いて第四系の基底面深度と層厚のコンター図を描いた（第 15 図）。その結果、遠賀川とそのすぐ西方の矢矧川河口から沖に向かう範囲や博多湾から北に海ノ中道を横切る範囲において、第四系の基底深度が深い溝状の地形が発達し、第四系が厚く堆積する特徴が明らかとなった（第 15 図）。この結果は細野ほか（1975）が報告したこの海域の第四系の分布の特徴とよく一致する。

5. 調査海域の地質構造

ここではこの海域でみられた地質構造の特徴を述べる。この海域では特徴的な地質構造として、およそ北東-南西方向の軸をもつ褶曲構造と、北西-南東に伸びる断層群がみられた。

褶曲構造は沖ノ島周辺から角島周辺にかけての沖合海域でみられる大規模な地質構造である。その褶曲軸はおよそ北東-南西方向に延び、およそ数 km から十数 km 間隔で背斜軸と向斜軸が交互にほぼ平行に配列する（第 9 図）。主に角島沖層群が褶曲構造を形成しているが、上位に墨重する大島沖層群も調和的に緩やかな褶曲構造を示す。一方、響灘層群

は褶曲作用を受けておらず、ほぼ水平に墨重する。沖ノ島周辺の背斜軸周辺では、角島沖層群の内部に波長の短い褶曲構造がみられる(第10図)。向斜軸付近では北東-南西に延びる溝状の盆地構造を形成しており、上位の大島沖層群・響灘層群がそれを埋積する。したがって沖合海域における海底表層の地質分布はこの褶曲軸の方向に規定されており、角島沖層群や大島沖層群は北東-南西方向に延びた分布を示す。この褶曲構造は褶曲軸の方向や分布から、島根半島から対馬沖にかけて広範囲にわたって発達する宍道褶曲帯から枝分かれした褶曲構造の末端であると考えられる(第1図)。

この海域にみられる断層は角島周辺、大島北西沖、博多湾北西沖の3か所において褶曲構造と直交する北西-南東方向に直線的に発達し、いずれも高角の断層面を示す。これらの断層はそれぞれ陸域の菊川断層、西山断層帯、警固断層の海域延長部と考えられる海域に分布する。

角島周辺の主断層は断続的に60 km以上続き、大局的には南西側が落ちる構造を示す(第16図)。また主断層に平行に配列する短い断層が数多く配列するが、これらの落ち方向は南西側・北東側のどちらも存在する。断層の大局的な走向方向や落ち方向などの特徴は、陸域にみられる菊川断層と共通するが、これらの断層はエアガン音波探査記録上で識別されたため、垂直分解能の制約から最終氷期最盛期以降の活動履歴を読み取ることができない。そのため本海底地質図では伏在断層として示したが、地震調査研究推進本部(2003)や阿部ほか(2010a)はこの海域に分布する断層が最終氷期最盛期以降に活動履歴を有する活断層であり、走向や活動履歴の共通性から陸域の菊川断層の延長部であるとしている。

大島北西沖にみられる断層は断続的に25 km以上続き、大局的には南西側が落ちる構造を示す。ここでも主断層に平行に配列する断層が数多く配列し、これらの落ち方向は南西側・北東側のどちらも存在する。この断層の一部は高分解能音波探査記録で識別されており、断層による変形が響灘層群上部層に及んでいることから、最終氷期最盛期以降の断層活動を有する活断層であると確認できる。阿部ほか(2010b)はこれらの断層の分布と活動度を詳細に報告し、走向や活動履歴の共通性から陸域の西山断層帯の延長部であるとしている。

博多湾北西沖にみられる断層は断続的に15 km以上続き、北東落ちと南西落ちの断層が向かいあって平行に配列する。音響基盤の深度の違いから、全体としては北東落ちであると判断される。この対の断層に挟まれた幅数 kmの部分では、断層が数多く平行に配列する。また、音響基盤や角島沖層群といった古い堆積層が地溝状に落ち込み、大島沖層群や響灘層群下部層などの新しい堆積層が溝状に周囲よりも厚く堆積する(第15図、第17図)。これは横ず

れ運動に伴う pull-apart basin と解釈され、negative flower structure (Woodcock, 1986) と考えられる構造が認められる(第17図)。これらの断層は高分解能音波探査記録で認められており、一部の断層は変形が響灘層群上部層に及んでいることから、最終氷期最盛期以降の断層活動を有する活断層であると確認できる(第17図)。音波探査記録から、この活断層の垂直変位量は響灘層群上部層の基底面を基準に考えると2~3 m程度と見積もられる(第17図)。この音波探査測線上で実施されたパイブローコア試料(No. 1, 2, 11; 第3図)の解析では、最終氷期最盛期以降で最大約2 m程度の垂直変位量が見積もられており(西田・池原, 2012)、音波探査記録の解析と矛盾しない。福岡市周辺の警固断層とは全体として北東落ちの活断層である点や走向といった共通点を有する。一方で陸域や博多湾内の調査では最近1万年に2回以上の活動が認められている(地震調査研究推進本部, 2007; 宮下ほか, 2007; 岡村真ほか, 2009)が、調査海域でみられた断層では複数の活動履歴があるかは不明である。また、警固断層の南東部における垂直変位量は0.02 m/kyrと見積もられており(下山ほか, 1999)、海域でみられた断層の垂直変位量(最終氷期最盛期以降で2 m程度)とややかけ離れている。ただし、中間地点である博多湾内で調査された警固断層の最終氷期最盛期浸食面の垂直変位量は最大で3 mとされている(岡村真ほか, 2009)。これらのことを考慮すると、海域でみられた断層は警固断層の海域延長部である可能性が十分高いが、その連続性や活動度に関しては更なる検討を要する。

2005年福岡県西方沖地震はこの断層とほぼ平行で、南西に2~5 km程度離れた海域を震源域として発生した。この震源域周辺海域でも高分解能音波探査を実施したが、この海域では白亜紀花崗岩類と考えられる音響基盤が海底に広く露出しており海底下の地質構造の音波探査記録が不明瞭であるため、断層地形や構造は認められなかった。

以上のように調査海域内には、主に後期中新世に形成された北東-南西に延びる褶曲と鮮新世後期以降に形成された北西-南東に延びる左横ずれ断層という2つの大きな地質構造が発達する。このことは後期中新世に支配的であった南北圧縮性の構造運動が鮮新世以降には徐々に弱まってゆき、鮮新世後期以降は東西圧縮性の構造運動が支配的になったことを示している。このような構造運動の変化は、山陰沖から対馬沖にかけて広くみられる応力場の変遷(伊藤・荒戸, 1999)と調和的である。沖合海域における角島沖層群の大規模な褶曲構造が存在したことで、上位の大島沖層群・響灘層群は北東-南西方向の盆地構造に厚く堆積した。また、西山断層帯や警固断層の海域延長部とされる海底断層周辺では断層に沿って溝状の凹地が形成されたため、響灘層群

が周囲に比べ厚く堆積している（第 15 図）。このように、この海域における堆積層形成は周辺陸域と同様に構造運動史と密接に関連していると考えられる。

6. まとめ

福岡県北部の沿岸海域において高分解能マルチチャンネル音波探査を実施した。この調査により得られた反射記録と、1985 年に GH85 航海によってこの沖合の響灘で実施されたエアガンによる音波探査の記録を併せて音響層序区分を行い、「福岡沿岸域 20 万分の 1 海底地質図」を作成した。

音響層序区分を行った結果、調査海域では音響基盤の上に下位から角島沖層群、大島沖層群、響灘層群という 3 つの堆積層ユニットが識別できた。また沿岸海域で行った高分解能音波探査では、最上位の響灘層群を下部層・上部層の 2 つに細分した。これらの堆積層ユニットの地質時代を、主に調査海域周辺の陸域地質層序との対比や地質構造などから推定した。その結果、音響基盤は中生代の豊浦層群・関門層群と白亜紀以降の火成岩類に、角島沖層群は始新世～鮮新世前期の直方層群・大辻層群・芦屋層群・日置層群・油谷湾層群に、大島沖層群は鮮新世中期～更新世前期の都野津層に、響灘層群下部層は更新世中期～後期の段丘堆積物に、響灘層群上部層は完新世の沖積層にそれぞれ対比した。

調査海域内の地質構造として、およそ北東-南西に延びる褶曲構造と、北西-南東に延びる左横ずれ断層が顕著に発達する。これらの構造は陸域から海域まで連続した地質構造である可能性が高い。

褶曲構造は主に角島沖層群に発達し、上位の大島沖層群も緩やかな変形を被っているが、響灘層群は変形せずに水平に累重している。またこの構造は島根半島から対馬沖にかけて東西方向に広域的に発達する褶曲構造の一部である。これらのことから、調査海域でみられた褶曲構造は主に後期中新世に支配的であった広域的な南北圧縮の構造運動で発達したと考えられる。

横ずれ断層は陸域の菊川断層、西山断層帯、警固断層の延長海域で発達している。今回実施した高分解能音波探査によりこれらの一部が活断層であることが確かめられた。また、博多湾北西沖に分布する警固断層の海域延長部とされている断層が北西方向に断続的に 15 km 以上続くことを明らかにした。この断層周辺には横ずれ運動によって生じたと思われる pull-apart basin 構造が認められ、比較的新しい堆積層が厚く堆積している。断層に直交する断面では flower structure と考えられる構造を示す。この断層は音波探査記録から最終氷期最盛期以降の垂直変位量が最大で 2～3 m と見積もられたが、これは同時期に行った海底表層堆積物の柱状試料の分析結果

（最終氷期最盛期以降で最大約 2 m 程度）と一致する。一方、陸域の警固断層南東部における垂直変位量は 0.02 m/kyr と推定されているが、博多湾内における警固断層の垂直変位量は最終氷期最盛期以降で最大 3 m と見積もられており、陸域から海域へと断層が連続している可能性が高い。

謝辞 沿岸域の調査実施にあたっては、福岡県漁業協同組合連合会および福岡市漁業協同組合、新宮相島漁業協同組合、宗像漁業協同組合、鐘崎漁業協同組合、遠賀漁業協同組合、ひびき灘漁業協同組合と福岡海上保安部にご協力いただいた。長期にわたる海上調査に際し、調査船「きりしま」の鎌奥船長、旅館大磯をはじめとした多くの方々にご多大なご配慮をいただいた。福岡沖沿岸における高分解能音波探査は産業技術総合研究所の重点プロジェクト「沿岸域プロジェクト」の一環であり、川崎地質株式会社が主体となって実施された。産業技術総合研究所の岡村行信活断層・地震研究センター長には「沿岸域プロジェクト」の調査・データ解析の機会をいただき、また粗稿の改善にご協力いただいた。産業技術総合研究所の村上文敏招聘研究員、井上卓彦研究員にはデータ処理・解析にご協力いただいた。産業技術総合研究所の花島裕樹氏には第 15 図の作成にご協力いただいた。本稿は産業技術総合研究所の荒井晃作研究グループ長の査読によって大きく改善された。以上の方々に記して感謝の意を表します。

文 献

- 阿部信太郎・荒井良祐・岡村行信（2010a）菊川断層帯海域延長部における断層分布と活動性について。活断層・古地震研究報告, no.10, 81-118.
- 阿部信太郎・荒井良祐・岡村行信（2010b）西山断層帯海域延長部における断層分布と活動性について。活断層・古地震研究報告, no.10, 119-148.
- 本座栄一・玉木賢策・湯浅真人・村上文敏（1979）100 万分の 1 日本海南部及び対馬海峡周辺広域海底地質図, 1:1,000,000. 海洋地質図, no. 13, 地質調査所.
- 細野武男・古川俊太郎・坊城俊厚・高井保明（1975）北部九州・響灘付近における音波探査の成果について—海底地質調査技術の研究 その 1—。地質調査所月報, 26, 609-634.
- 井上英二（1981）対馬海峡をめぐる白亜系・第三系の地質学の問題—その 1—陸域部の地質比較。地質ニュース, no. 328, 23-36.
- 井上英二（1982）対馬海峡をめぐる白亜系・第三系の地質学の問題—その 2—海域の地質と総括。地質ニュース, no. 340, 46-61.

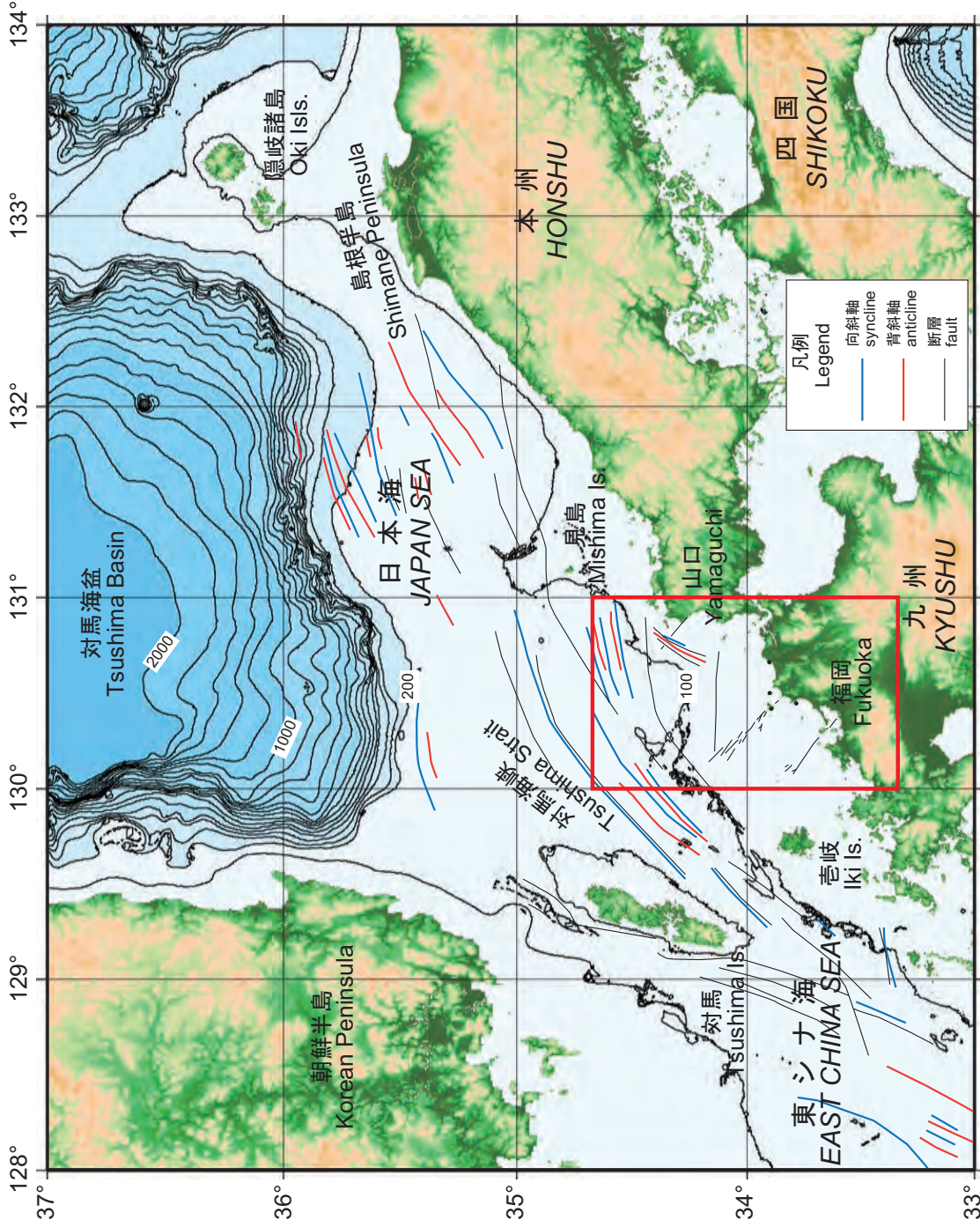
- 伊藤康人・荒戸裕之 (1999) 九州西方一山陰・北陸海域日本海南部における鮮新世以降の応力場変遷. 地質ニュース, no. 541, 25-31.
- Itoh, Y. and Nagasaki, Y. (1996) Crustal shortening of Southwest Japan in the Late Miocene. *The Island Arc*, 5, 337-353.
- 岩渕 洋 (1996) 九州北岸, 大島沖の海底活断層. 地質学雑誌, 102, 271-274.
- 岩淵 洋・西川 公・田賀 傑・宮寄 進 (1998) 福岡湾付近の断層分布. 水路部技報, no.16, 95-99.
- 地震調査研究推進本部 (2003) 菊川断層帯の長期評価について. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/03sep_kikukawa/index.htm.
- 地震調査研究推進本部 (2004) 西山断層帯の長期評価について. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04dec_nishiyama/index.htm.
- 地震調査研究推進本部 (2007) 警固断層帯の長期評価について. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/07mar_kego/index.htm.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会編 (2009) 日本の地震活動—被害地震から見た地域別の特徴—第2版. http://www.jishin.go.jp/main/p_koho05.htm.
- 海上保安庁海洋情報部 (2005a) 福岡県西方沖地震の震源域における反射法探査記録について. 地震予知連絡会会報, 74, 498-500.
- 海上保安庁海洋情報部 (2005b) 福岡県西方沖地震の震源域における海底調査速報 (海底地形調査と反射法探査). 地震予知連絡会会報, 74, 501-504.
- 海上保安庁水路部 (1983) 5 万分の 1 沿岸の海の基本図「白島」.
- 海上保安庁水路部 (1996) 福岡湾付近の断層分布. 地震予知連絡会会報, 58, 657-661.
- 唐木田芳文・早坂祥三・長谷義隆編 (1992) 九州地方. 共立出版株式会社, 374p.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 桂 忠彦・永野真男 (1976) 九州北西海域の海底地形と地質構造運動. 日本海洋学会誌, 32, 139-150.
- 久保和也・松浦浩久・尾崎正紀・牧本 博・星住英夫・鎌田耕太郎・広島俊男 (1993) 20 万分の 1 地質図「福岡」. 地質調査所.
- 松島紘子・水野清秀・石原与四郎・木村克己・康義英・花島裕樹 (2013) 福岡沿岸域平野地下の第四紀堆積物の地質構造. 海陸シームレス地質情報集「福岡沿岸域」, 数値地質図 S-3, 地質調査総合センター.
- 松下久道 (1951) 九州北部炭田の地質構造. 九州大学理学部研究報告, 3, 49-54.
- 松浦浩久・尾崎正紀・脇田浩二・牧本 博・水野清秀・亀高正男・須藤定久・森尻理恵・駒澤正夫 (2007) 20 万分の 1 地質図「山口及び見島」. 地質調査所.
- 南 明 (1979) 山陰・対馬沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技術協会誌, 44, 321-328.
- 宮下由香里・吾妻 崇・二階堂学・岡崎和彦 (2007) 警固断層の活動履歴—大野城市上大利トレンチ調査結果—. 地球:2005 年福岡県西方沖地震, 29, 133-138.
- 村上文敏・西村清和・松岡弘和・古谷昌明・丸山かおる・半場康弘・立石雅昭 (2004) 浅海域音波探査用 12 チャンネル受信ケーブルの作成と海域実験. 海洋調査技術学会第 16 回研究成果発表会講演要旨集, 45-46.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会.
- 日本地質学会編 (2009) 中国地方. 朝倉書店, 536p.
- 西田尚央・池原 研 (2013) 福岡沖陸棚域の海底堆積物の層序と年代. 海陸シームレス地質情報集「福岡沿岸域」, 数値地質図 S-3, 地質調査総合センター.
- 岡本和夫 (1974) 山陰西部の第三系. 地質ニュース, no. 243, 12-21.
- 岡村 眞・松岡裕美・中島徹也・中田 高・千田昇・平田和彦・島崎邦彦 (2009) 博多湾における警固断層の活動履歴. 地震第 2 輯, 61, 175-190.
- 岡村行信 (2008) 海域における活断層調査—現状と課題—. 活断層研究, no.28, 31-39.
- 岡村行信・井上卓彦・村上文敏・木村治夫 (2009) 能登半島北岸沿岸海域の高分解能音波探査. 平成 20 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 1-8.
- 佐藤勝彦・伊藤弘志 (2011) 福岡県沖玄界灘における海底地形調査速報. 海洋情報部研究報告, no.47, 61-65.
- 下山正一・松田時彦・千田 昇・杉山雄一・磯 望・松村一良・鈴木貞臣・茂木 透・岡村 眞・松山尚典・黒木瑞昭・蚊爪康典 (1999) 警固断層, 大佐野地区 (福岡県) でのトレンチ調査報告. 活断層研究, no. 18, 55-64.
- 多井義郎 (1973) いわゆる宍道褶曲帯について. 地質学論集, no.9, 137-146.
- 棚橋 学 (1986) 響灘・山口県沖海底地質構造の概要. 西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究 昭和 60 年度研究報告書—響灘・見島沖海域—, 工業技術院地質調査所, 23-36.
- Uehira, K., Yamada, T., Shinohara, M., Nakahigashi, K., Miyamachi, H., Iio, Y., Okada, Y., Takahashi, H., Matsuwo, N., Uchida, K., Kanazawa, K. and

Shimizu, H. (2006) Precise aftershock distribution of the 2005 West off Fukuoka Prefecture Earthquake ($M_j=7.0$) using a dense onshore and offshore seismic network. *Earth and Planets Space*, **58**, 1605-1610.

Wessel, P. and Smith, W.H.F. (1991) Free software helps map and display data. *EOS Transactions AGU.*, **72**, 441.

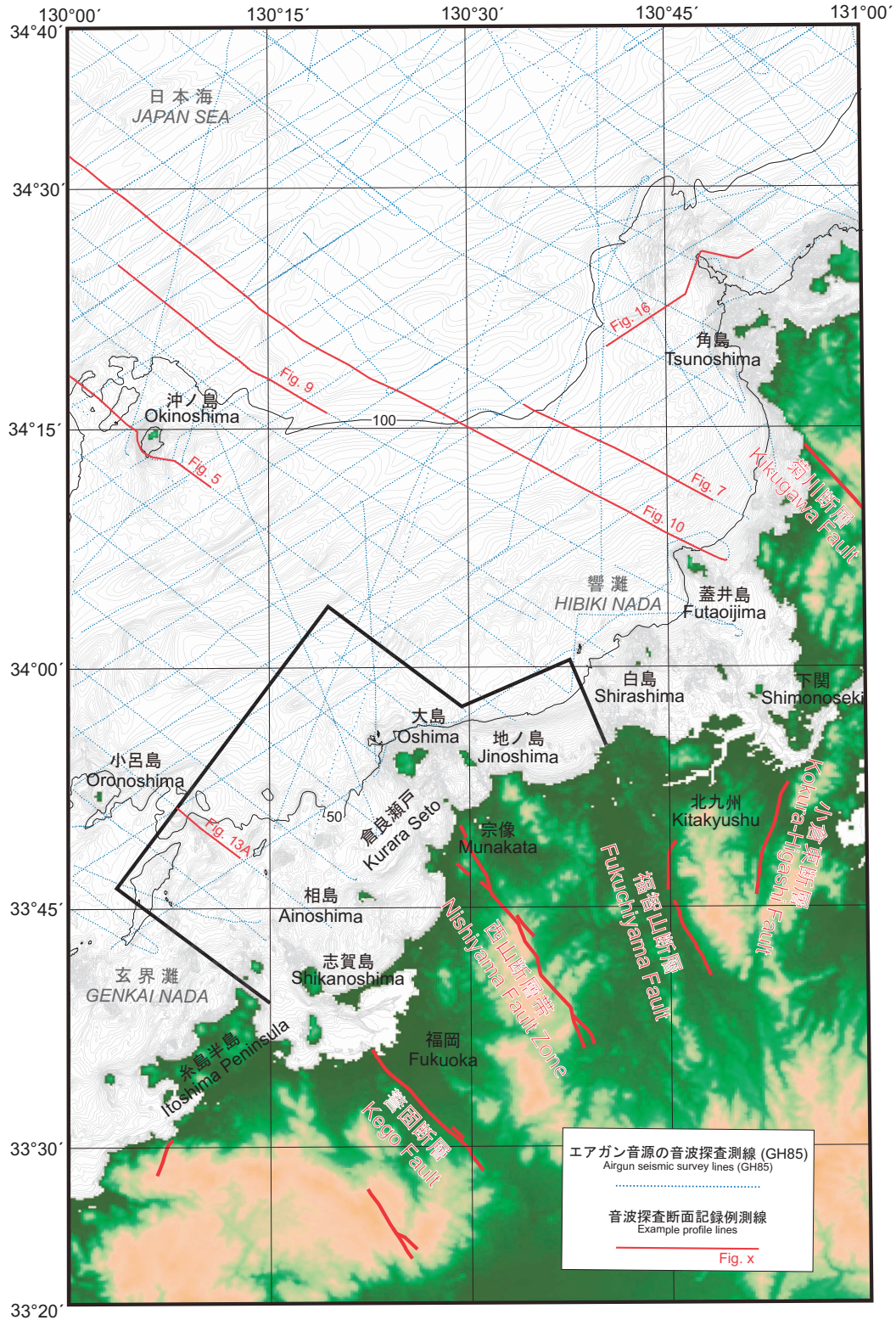
Woodcock, N.H. (1986) Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, **8**, 725-735.

(受付 : 2011 年 9 月 20 日, 受理 2012 年 10 月 21 日)



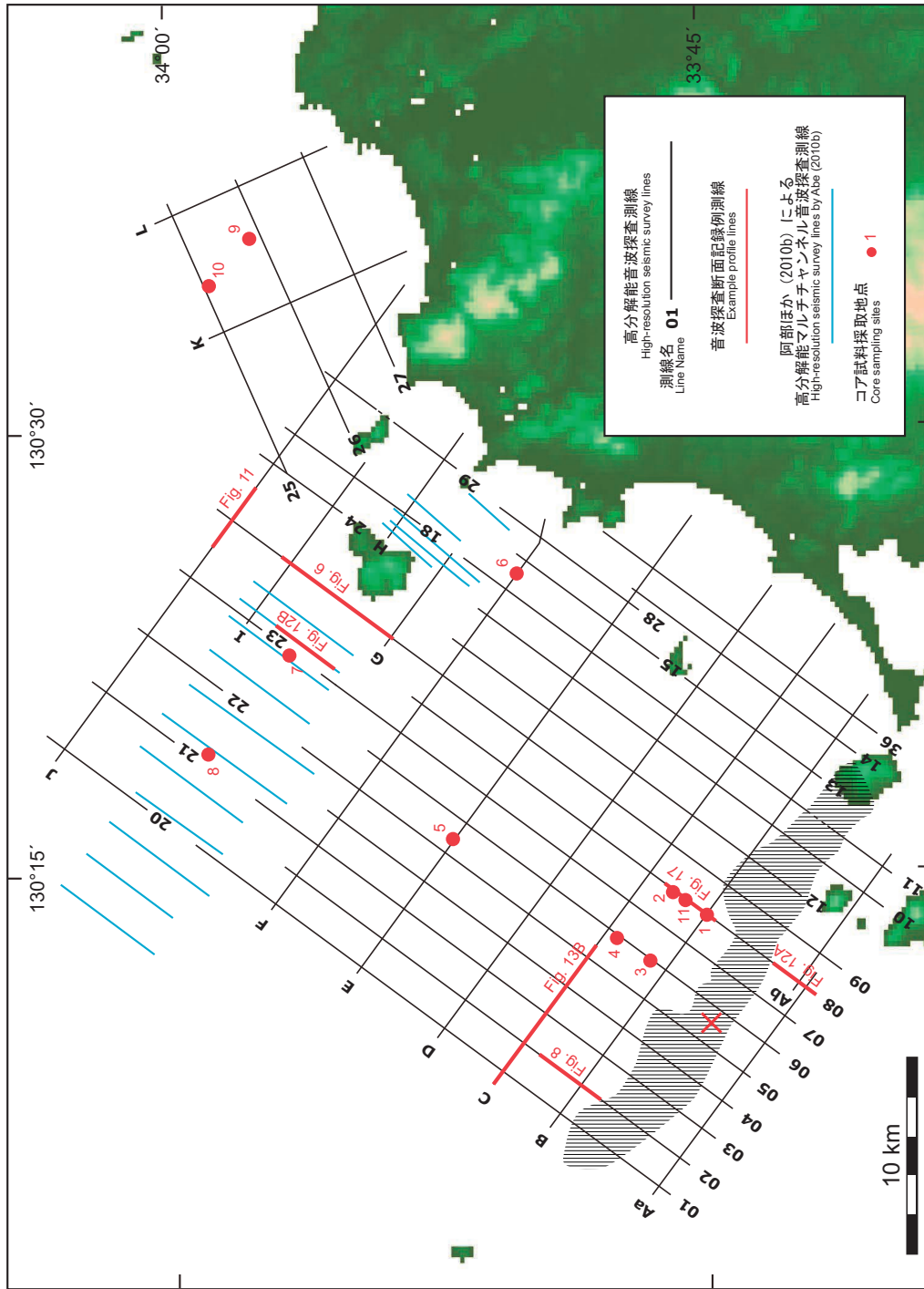
第 1 図 地質図範囲周辺の地形と地質構造. 「福岡沿岸域 20 万分の 1 海底地質図」の範囲を赤枠で示す. 地質構造 (背斜軸・向斜軸・断層) は, 本座ほか (1979), 地震調査研究推進本部地震調査委員会編 (2009), 阿部ほか (2010b) の図を編集して記載した.

Fig. 1 Offshore topography and geological structures around the mapped area of this "1:200,000 Marine geological map along the coastal zone around Fukuoka". Geological structures (syncline and anticline axes, faults) are compiled with data from Honza *et al.* (1979), The Headquarters for Earthquake Research Promotion Earth Research Committee *ed.* (2009) and Abe *et al.* (2010b).



第 2 図 「福岡沿岸域 20 万分の 1 海底地質図」範囲内の陸域及び海域の地形と GH85 航海音波探査測線図。灰色と黒の実線はそれぞれ 1 m 間隔と 50 m 間隔の等深線を表す。黒太枠内は高分解能音波探査を実施した海域(第 3 図参照)。陸域の主要な断層の分布を赤太線で示す。

Fig. 2 Onshore and offshore topography within the area of “1:200,000 Marine geological map along the coastal zone around Fukuoka” with airgun seismic survey lines (GH85 cruise). Gray and black lines indicate 1m- and 50m- interval contours respectively. The coastal zone enclosed by a heavy line shows the study area of the high-resolution seismic survey (detail in Fig. 3). Onshore major faults are indicated by red bold lines.



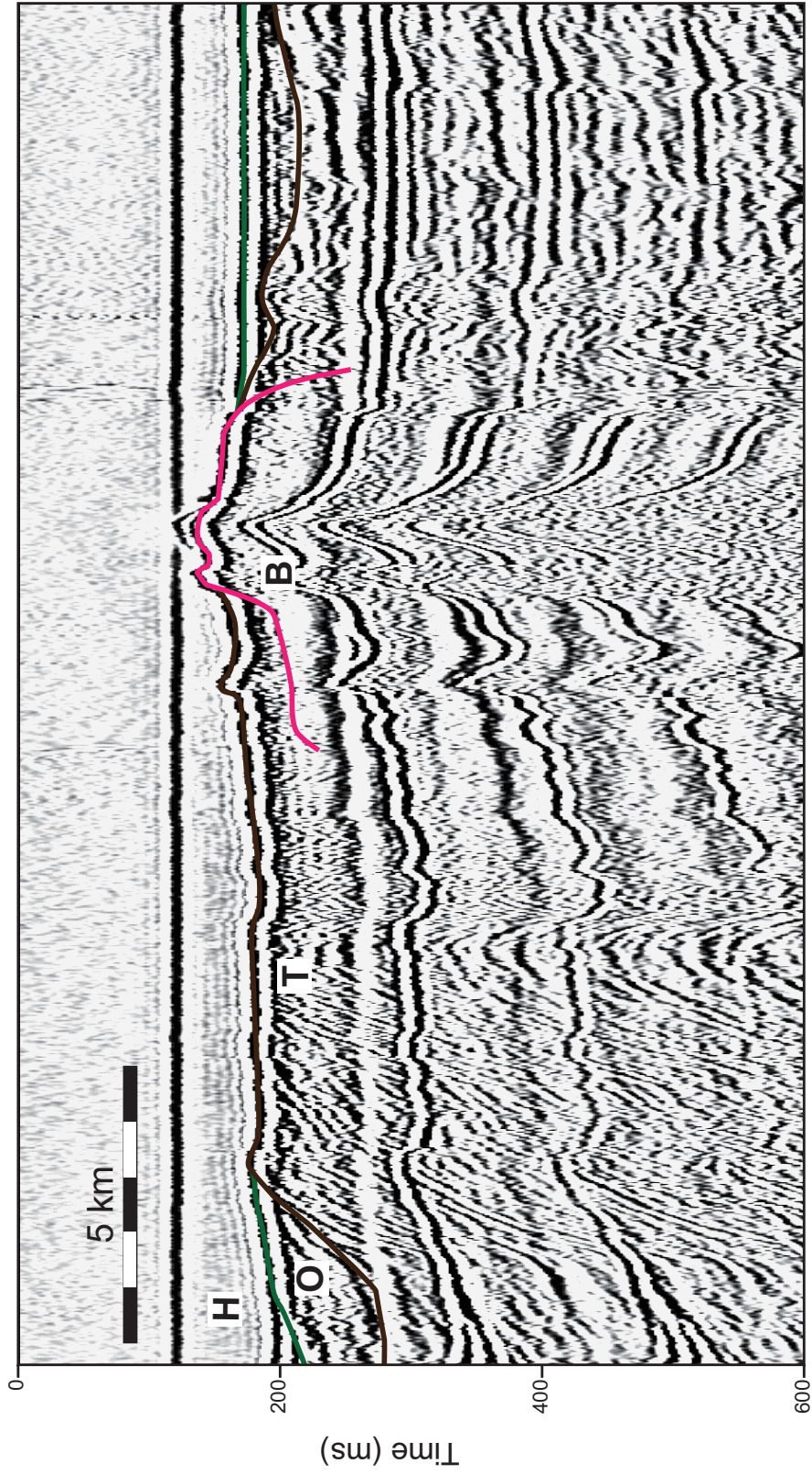
第3図 福岡市沿岸の高分解能音波探査の測線（黒線）、2005年に発生した福岡県西方沖地震による本震の震央と余震震央分布域をそれぞれ×印と斜線範囲で示す。青線は阿部ほか（2010b）による高分解能マルチチャンネル音波探査測線。

Fig. 3 Map of the high-resolution seismic survey along the coastal zone near Fukuoka. X-indication indicates the epicenter of the main shock of the 2005 West off Fukuoka Prefecture Earthquake, and the shaded area indicates the distribution of the epicenters of its aftershocks. Blue lines indicate the high-resolution multi-channel survey lines in Abe *et al.* (2010b).

年代 (百万年) Age (Ma)	地質時代 Geologic Time Scale		陸域 Terrestrial		海域 Marine				
			福岡県北部 / 山口県西部 Northern Fukuoka / Western Yamaguchi	白島周辺 (海上保安庁 水路部, 1983) around Shirashima (Maritime Safety Agency, 1983)	大島周辺 (阿部ほか, 2010) around Oshima (Abe et al., 2010)	対馬海峡全域 (南, 1979; 井上, 1982; Itoh and Nagasaki, 1996) over Tsushima Strait (Minami, 1979; Inoue, 1982; Itoh and Nagasaki, 1996)	本海底地質図 This Map		
								沖合 Offshore area	沿岸域 Coastal area
0.01	第四紀 (Quaternary)	完新世 Holocene	沖積層 Alluvium deposit	I _s	A	A 層 A Fm.	D 層群 (D Group)	響灘層群 Hibiki-nada Group	響灘層群上部層 Upper formation of Hibiki-nada Group
		更新世 Pleistocene	段丘堆積物 Terrace deposit	II _s	B ₁ B ₂	B 層 B Fm.		H	響灘層群下部層 Lower formation of Hibiki-nada Group
2.6	第三紀 (Cenozoic)	鮮新世 Pliocene		III _s	B ₃	C 層 C Fm.	O 層群 (O Group)	大島沖層群 Oshima-oki Group	大島沖層群 Oshima-oki Group
5.3			中新世 Miocene	油谷湾層群 Yuyawan G.		C ₁		D 層 D Fm.	音響基盤 (Acoustic basement)
23	古第三紀 (Paleogene)	漸新世 Oligocene	日置層群 Hioki Group	IV _s	D ₁	K 層群 K Group	角島沖層群 Tsunoshima- oki Group	B	
34			芦屋層群 Ashiya G.						N 層群 N Group
56		始新世 Eocene	大辻層群 Otsuji G.	Vs	D ₂	X 層群 X Group	音響基盤 (Acoustic basement)	音響基盤 (Acoustic basement)	
66			直方層群 Nogata G.						
66	中生代 (Mesozoic)		関門層群 Kwanmon G.	VI _s VII _s	E	音響基盤 Acoustic basement	音響基盤 Acoustic basement	B	
			豊浦層群 Toyora G.						

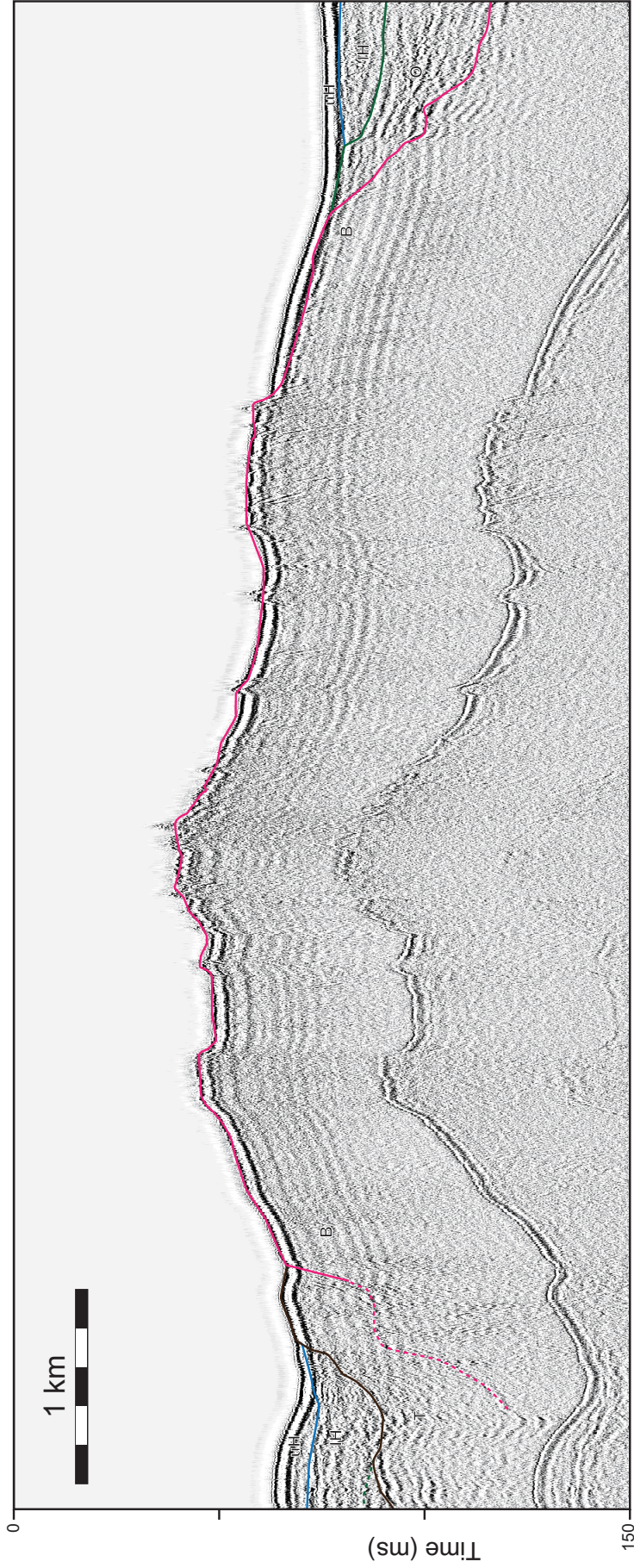
G. = Group Fm. = Formation

第 4 図 「福岡沿岸域 20 万分の 1 海底地質図」における地質層序と周辺陸域・海域の層序との比較。
Fig. 4 Marine geological stratigraphy of this map and the surrounding onshore and offshore areas.



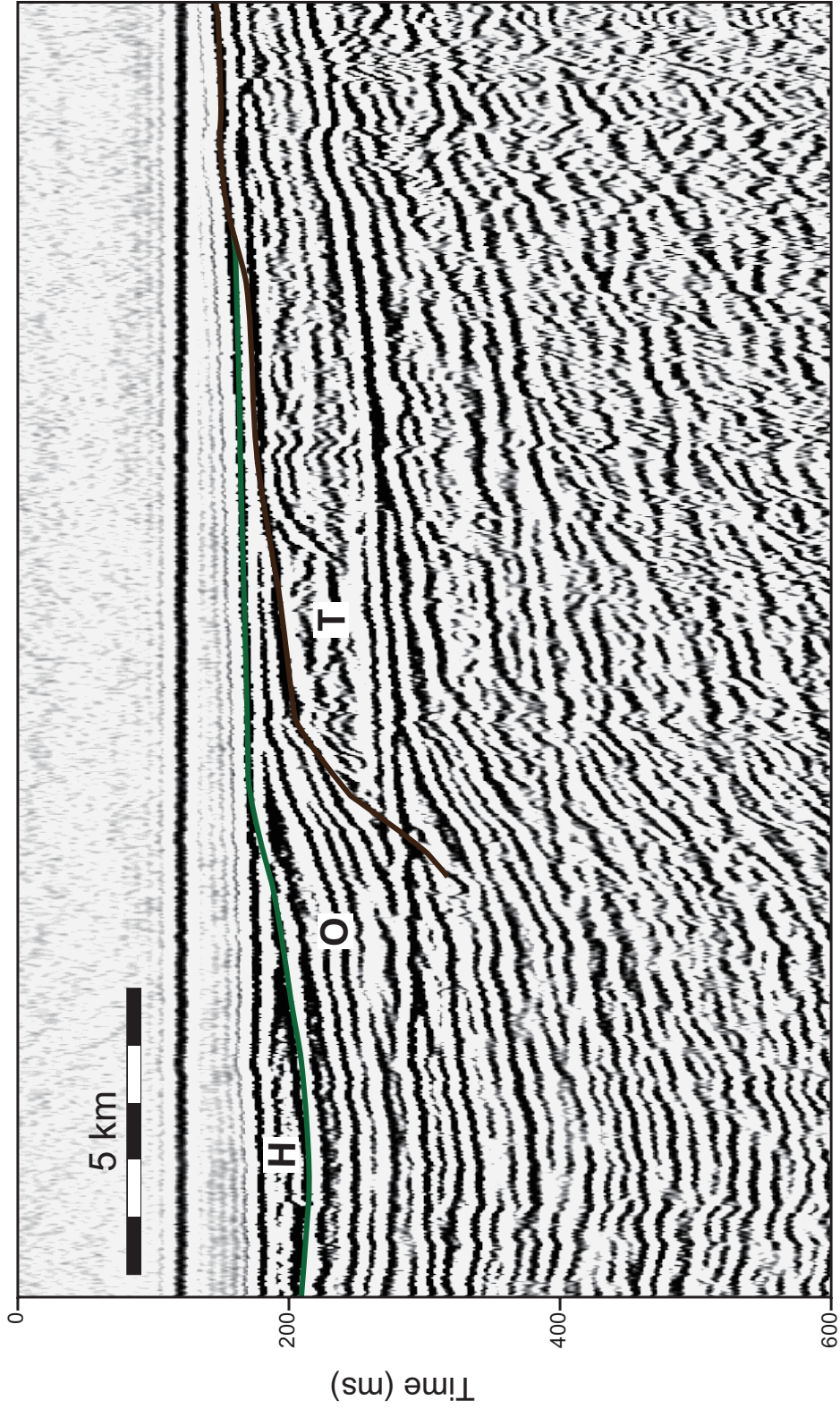
第5図 エアガン音波探査による沖合海域での音響基盤の反射記録例。測線位置は第2図参照。B：音響基盤；T：角島沖層群；O：大島沖層群；H：響灘層群。

Fig. 5 Typical example profile of acoustic basement by the air-gun seismic survey in the offshore area. Location is shown in Fig. 2. B: acoustic basement; T: Tsumoshima-oki Group; O: Oshima-oki Group; H: Hibiki-nada Group.



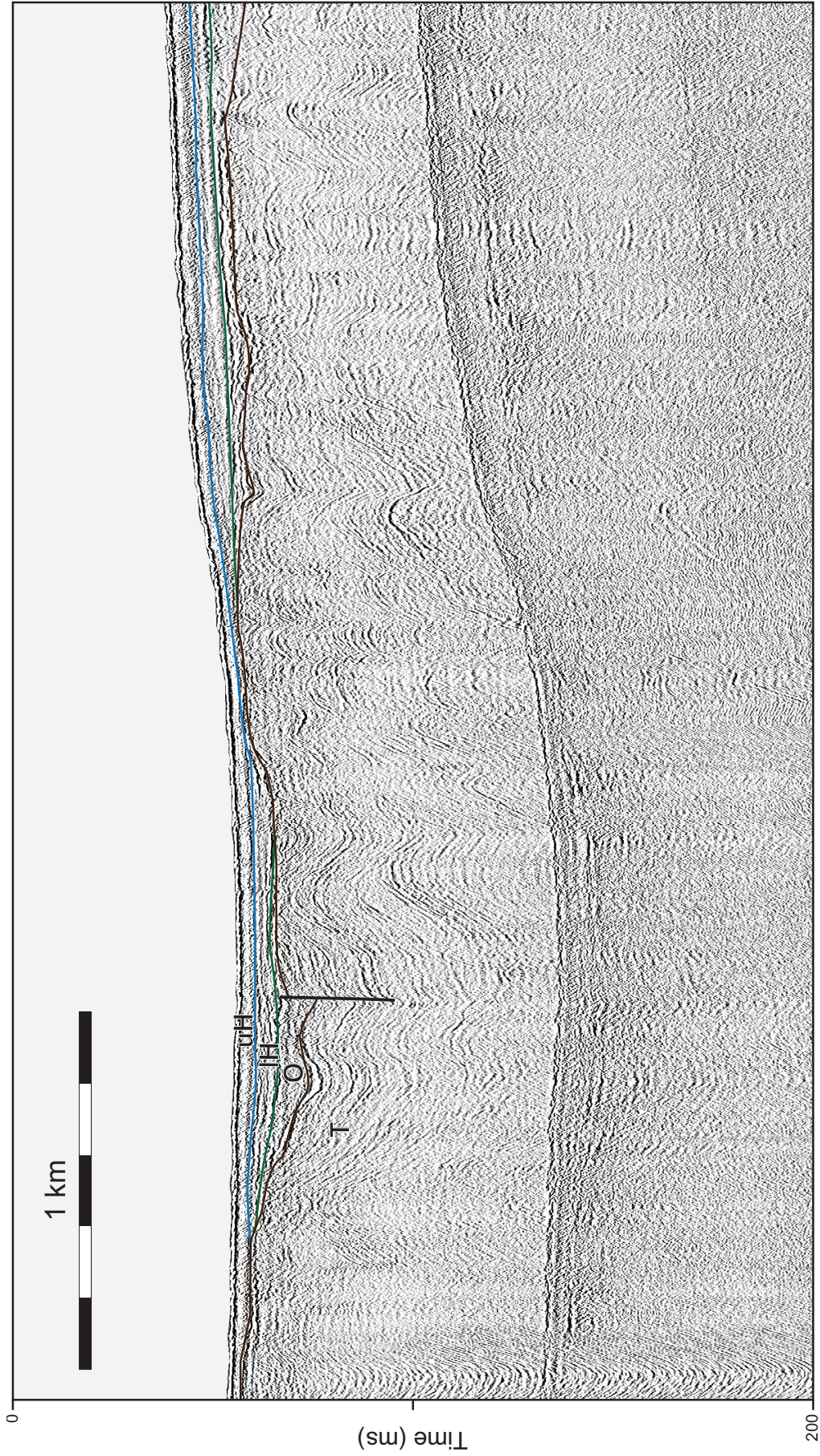
第 6 図 高分解能音波探査による沿岸海域での音響基盤の反射記録例。測線位置は第 3 図参照。B: 音響基盤; T: 角島沖層群; O: 大島沖層群; IH: 響灘層群下部層; uH: 響灘層群上部層。

Fig. 6 Typical example of acoustic basement by the high-resolution seismic survey along the coastal zone. Location is shown in Fig. 3. B: acoustic basement; T: Tsushima-oki Group; O: Oshima-oki Group; IH: the lower formation of Hibiki-nada Group; uH: the upper formation of Hibiki-nada Group.



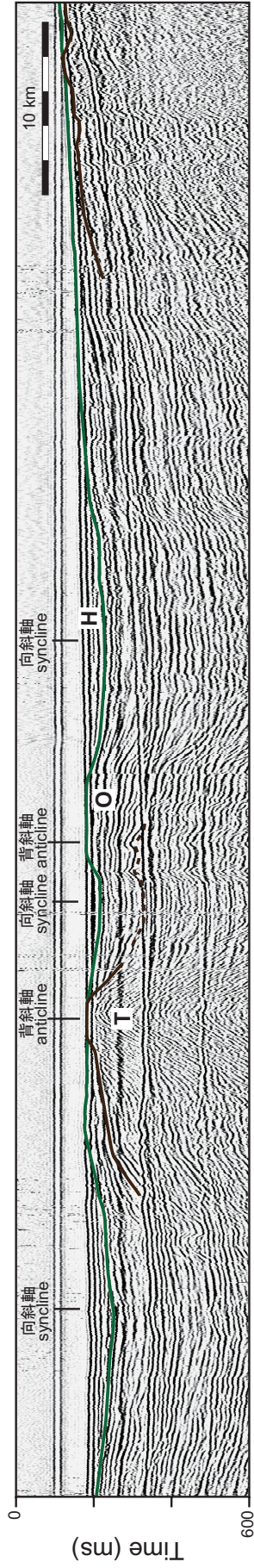
第7図 角島沖層群, 大島沖層群, 響灘層群の典型的な累重様式がみられるエアガン音波探査の反射記録例. 測線位置は第2図参照.
T: 角島沖層群; O: 大島沖層群; H: 響灘層群.

Fig. 7 Air-gun seismic profile showing the typical stacking patterns of the Tsunoshima-oki Group, Oshima-oki Group and Hibiki-nada Group.
Location is shown in Fig. 2. T: Tsunoshima-oki Group; O: Oshima-oki Group; H: Hibiki-nada Group.

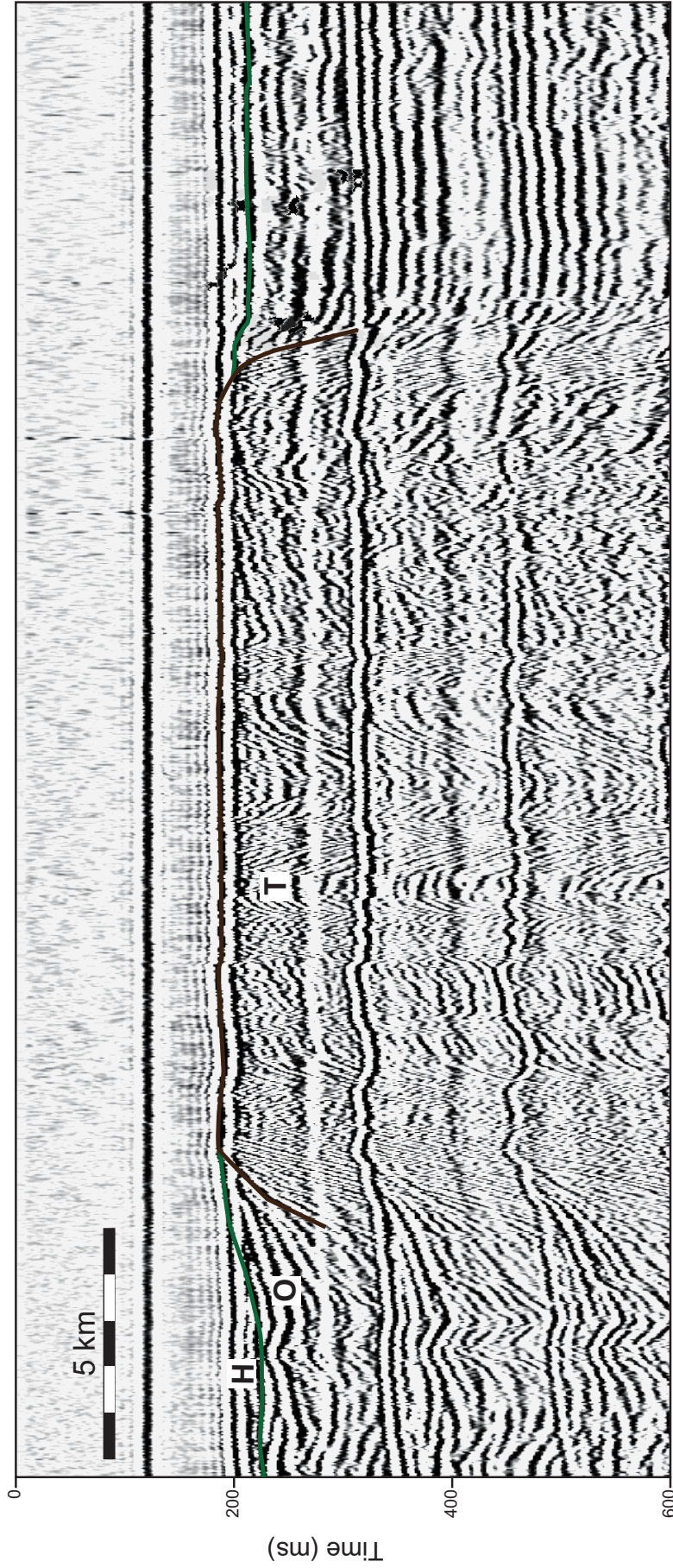


第 8 図 変形した累重様式を示す角島沖層群の高分解能音波探査による反射記録例。測線位置は第 3 図参照。T：角島沖層群；O：大島沖層群；IH：響灘層群下部層；uH：響灘層群上部層。

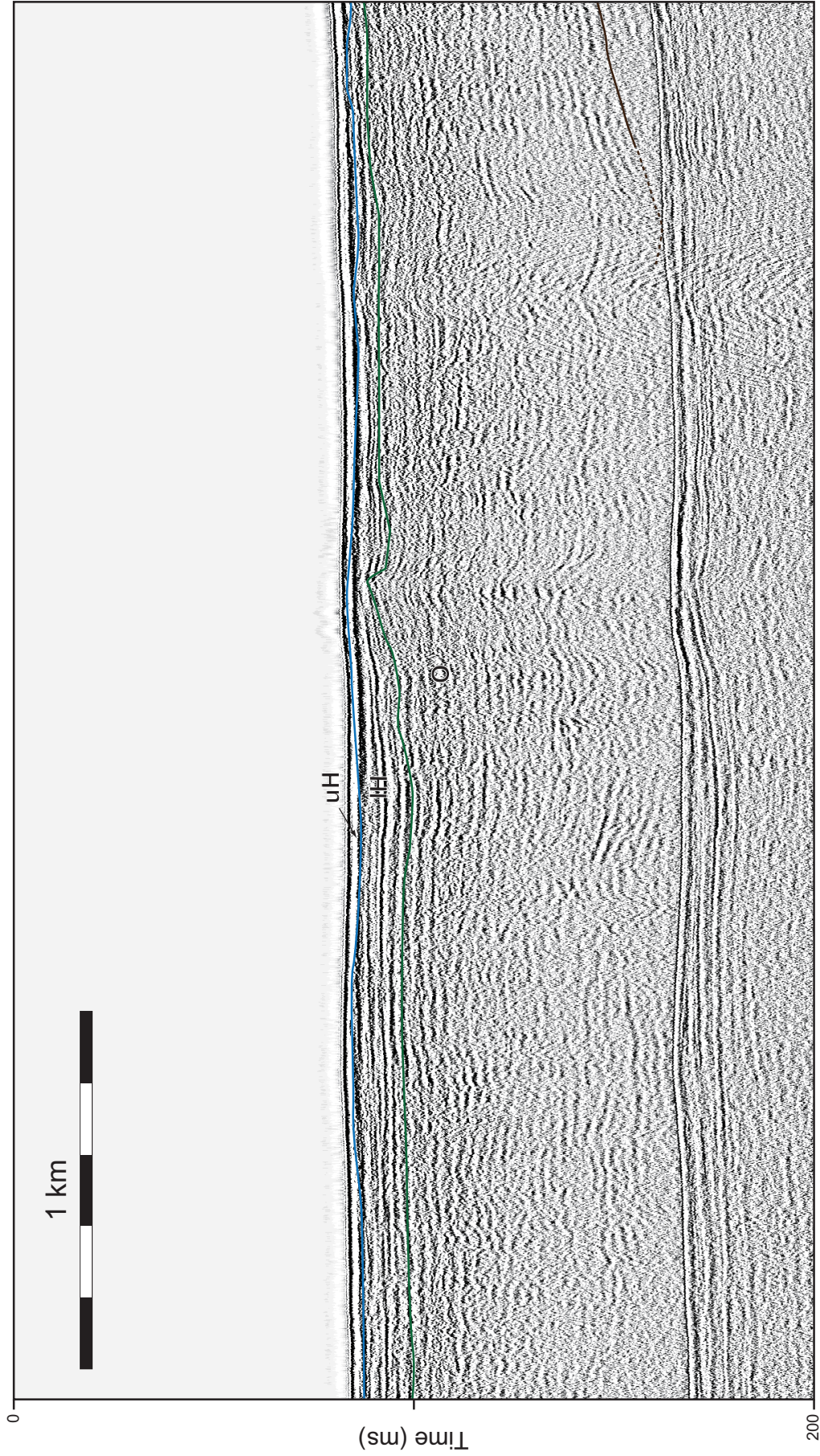
Fig. 8 High-resolution seismic profile showing typical deformed pattern of the Tsunoshima-oki Group along the coastal zone. Location is shown in Fig. 3. T: Tsunoshima-oki Group; O: Oshima-oki Group; IH: the lower formation of Hibiki-nada Group; uH: the upper formation of Hibiki-nada Group.



第9図 北西—南西方向の反射記録にみられる数〜十数 km 程度の波長の緩やかな褶曲構造. 測線位置は第2図参照. T: 角島沖層群; O: 大島沖層群; H: 響灘層群.
 Fig. 9 NW-SE air-gun seismic profile showing a gentle fold structure with a wavelength of 10-20 km. Location is shown in Fig. 2. T: Tsunoshima-oki Group; O: Oshima-oki Group; H: Hibiki-nada Group.

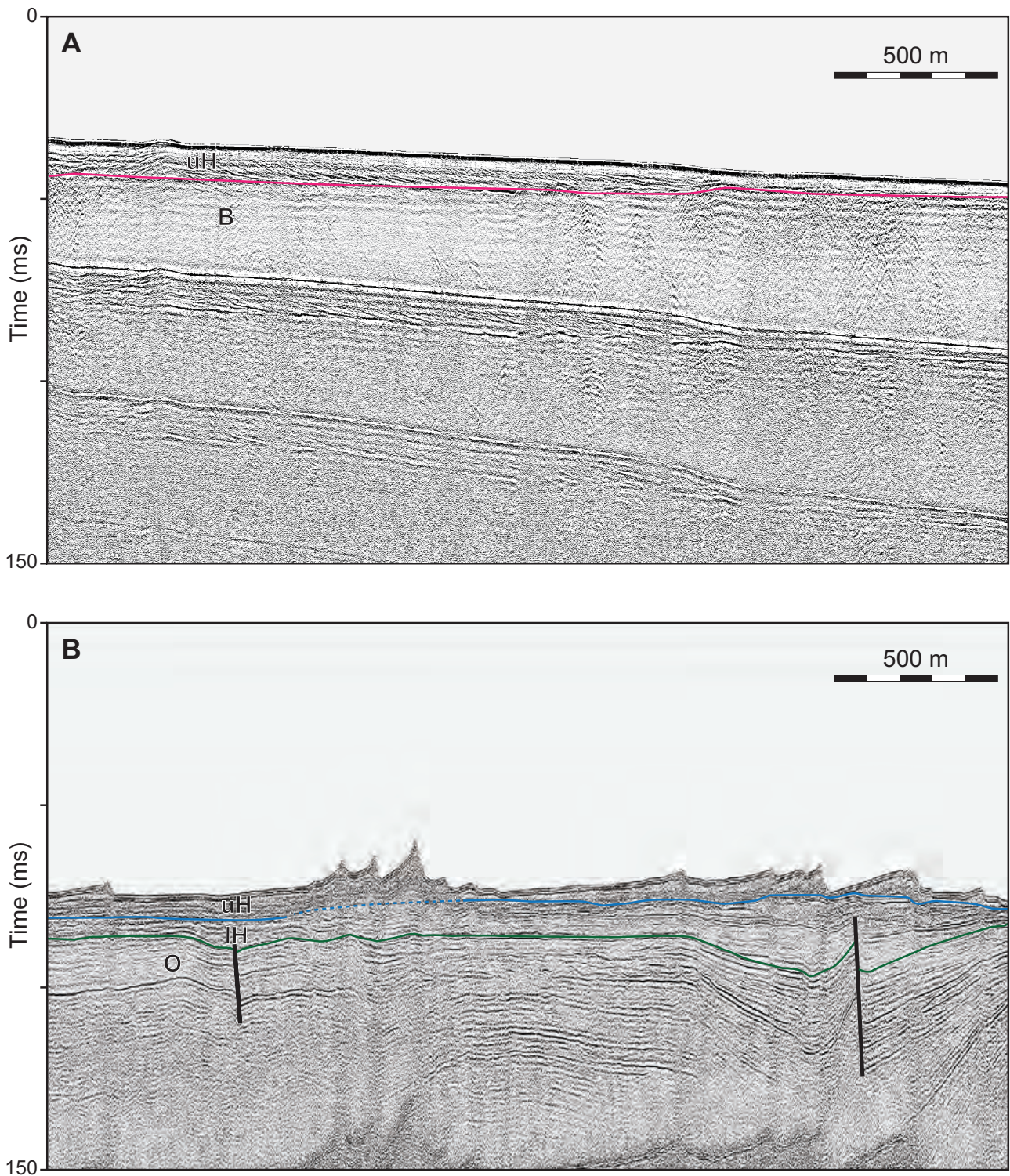


第 10 図 エアガン音波探査による沖合の褶曲帯周辺の反射記録例。測線位置は第 2 図参照。T : 角島沖層群 ; O : 大島沖層群 ; H : 響灘層群。
Fig. 10 Air-gun seismic profile across the folded zone in the offshore area. Location is shown in Fig. 2. T: Tsunoshima-oki Group; O: Oshima-oki Group; H: Hibiki-nada Group.



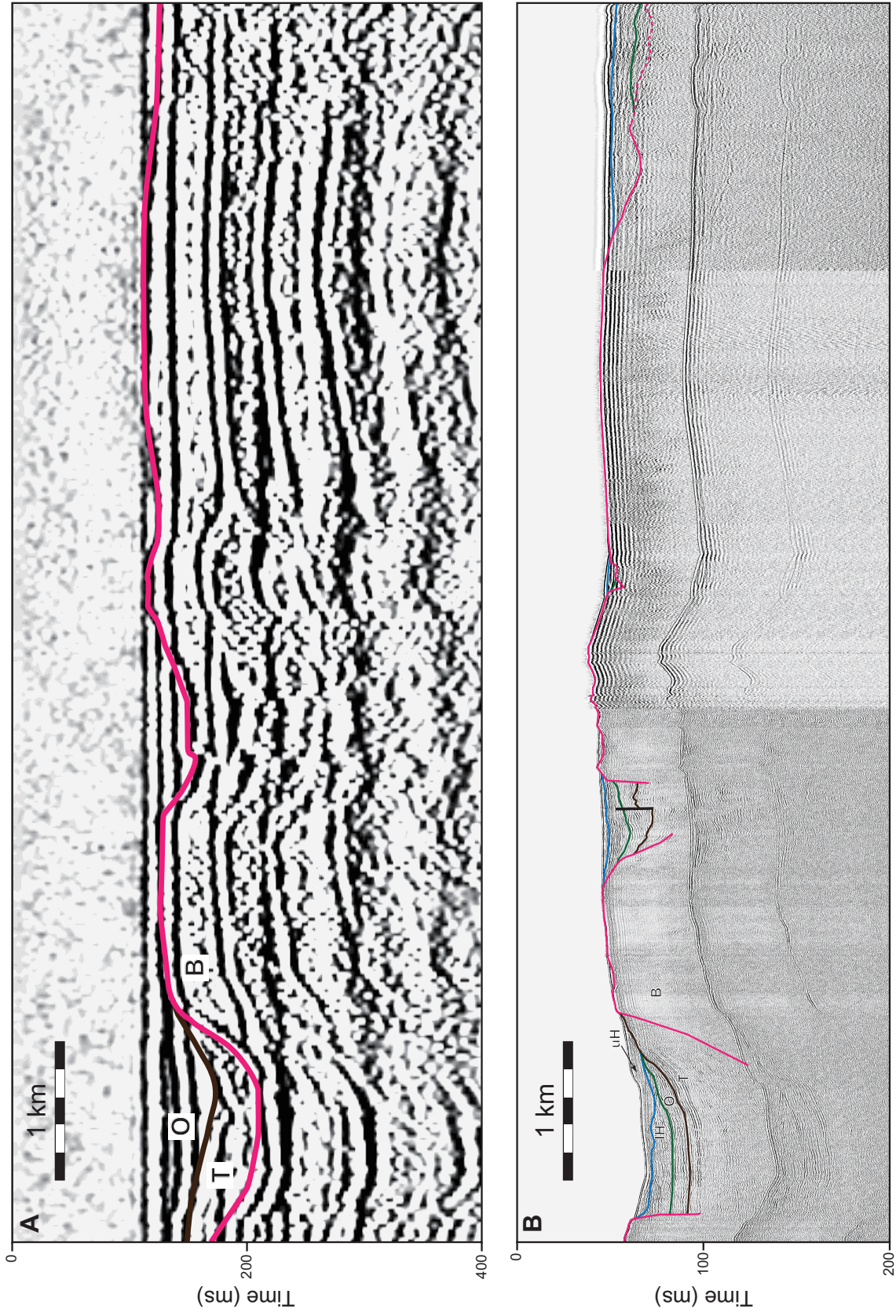
第 11 図 典型的な累重様式を示す大島沖層群と響灘層群下部層，上部層の高分解能音波探査による反射記録。測線位置は第 3 図参照。O：大島沖層群；IH：響灘層群下部層；uH：響灘層群上部層。

Fig. 11 High-resolution seismic profile showing typical stacking patterns of the Oshima-oki Group and Hibiki-nada Group (the lower and upper formations) along the coastal zone. Location is shown in Fig. 3. O: Oshima-oki Group; IH: the lower formation of Hibiki-nada Group; uH: the upper formation of Hibiki-nada Group.



第 12 図 響灘層群上部層に局所的な特徴がみられる高分解能音波探査による反射記録。測線位置は第 3 図参照。B：音響基盤；T：角島沖層群；O：大島沖層群；IH：響灘層群下部層；uH：響灘層群上部層。(A) 内部に斜交する反射パターンがみられる例。(B) 阿部ほか (2010b) の NB15 測線記録にみられる海底面に凸地形 (デューン) を形成している例。

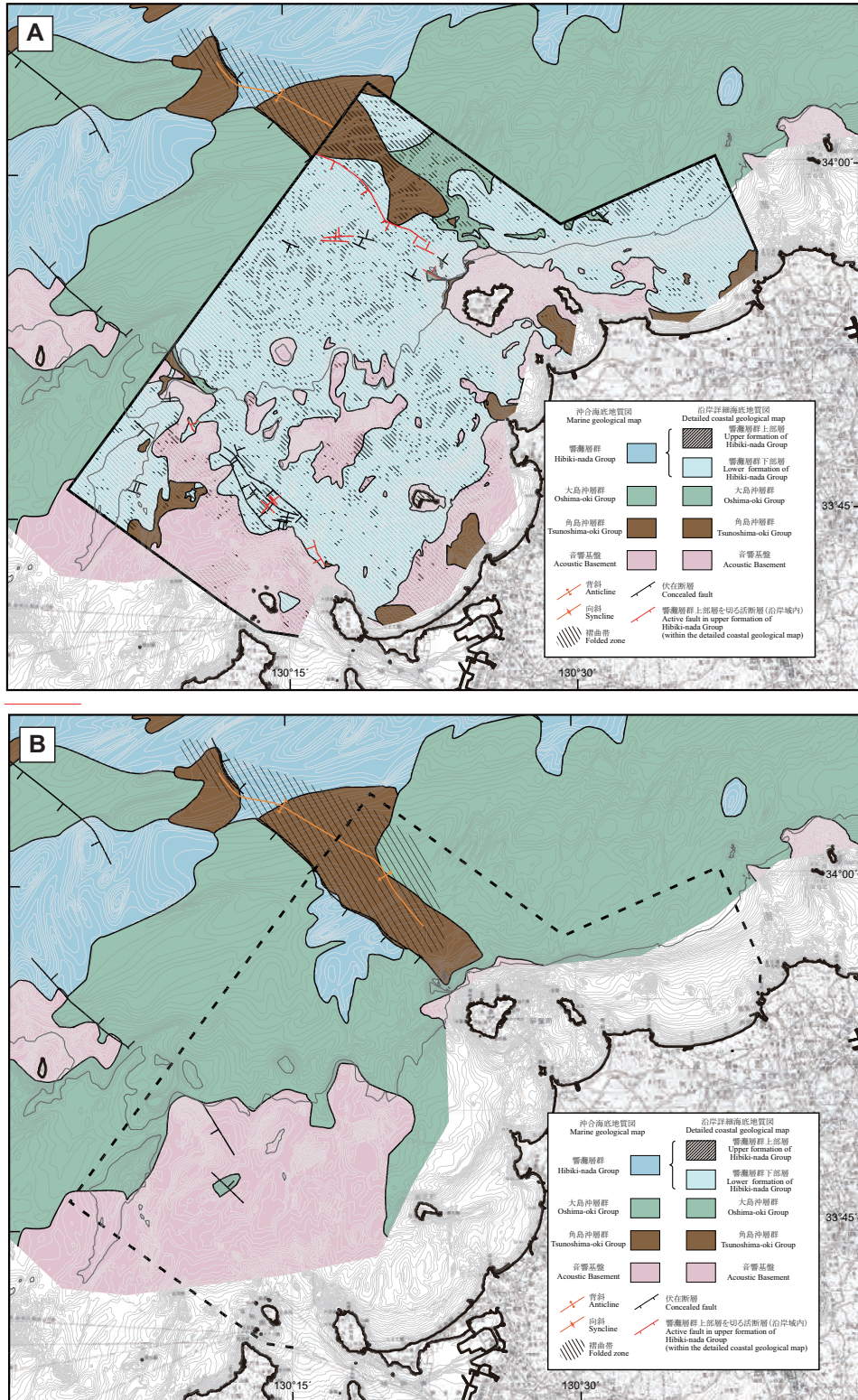
Fig. 12 High-resolution seismic profile of the upper formation of the Hibiki-nada Group showing local characteristics. Location is shown in Fig. 3. B: acoustic basement; T: Tsunoshima-oki Group; O: Oshima-oki Group; IH: the lower formation of Hibiki-nada Group; uH: the upper formation of Hibiki-nada Group. (A) Internal oblique seismic pattern. (B) Surficial dune bedform at a seafloor along NB15 profile line of Abe *et al.* (2010b).



第13図 ほぼ同一測線上のエアガンによる音波探査 (GH85 cruise) と高分解能音波探査の記録断面の比較。測線位置は第2～3図を参照。

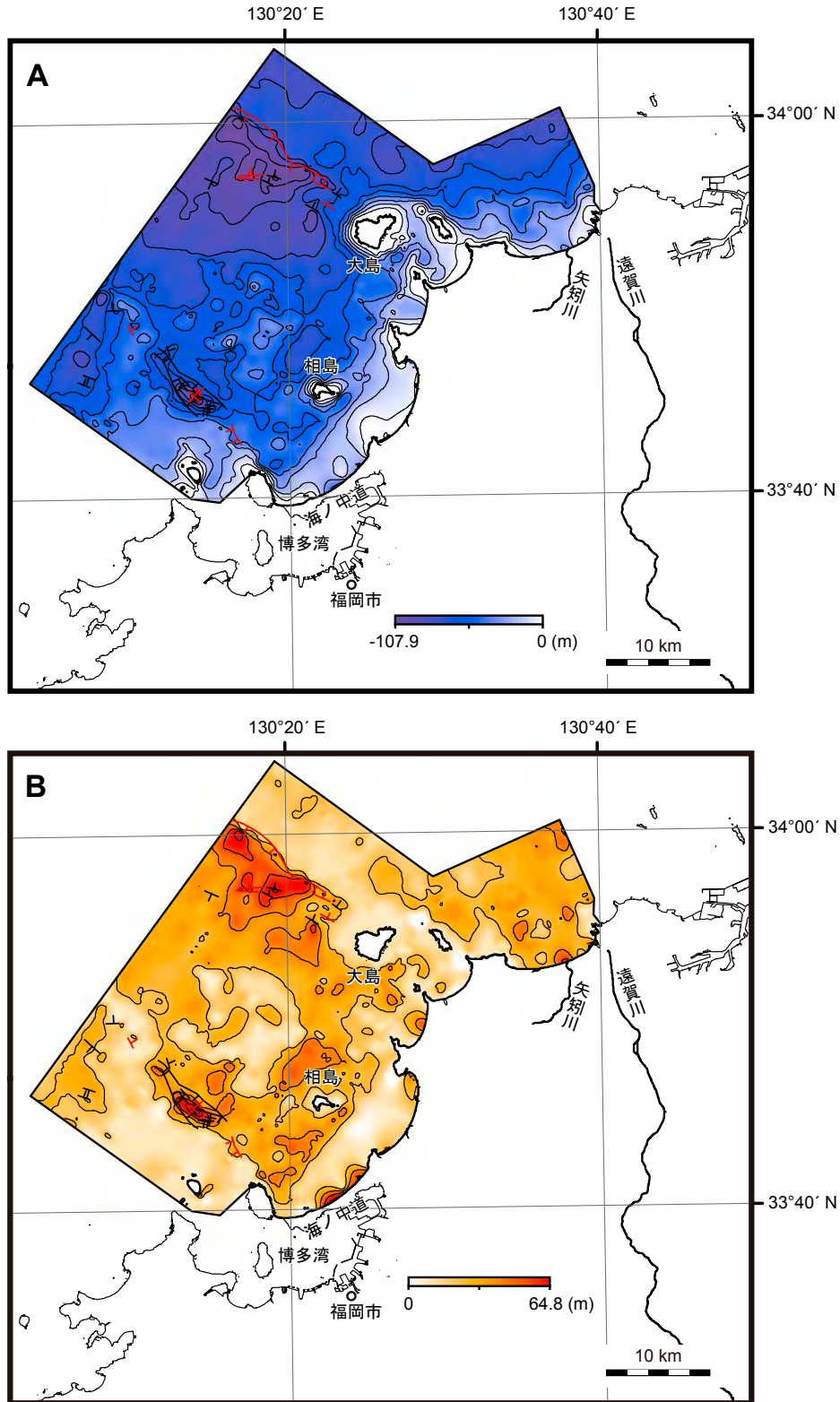
(A) エアガンによる音波探査反射記録. (B) 高分解能音波探査の反射記録.

Fig. 13 Comparison of profile resolution of the air-gun and high-resolution seismic surveys along the almost same line. Location of the profiles is illustrated in Figs. 2 and 3. (A) Air-gun seismic profile. (B) High-resolution seismic profile.



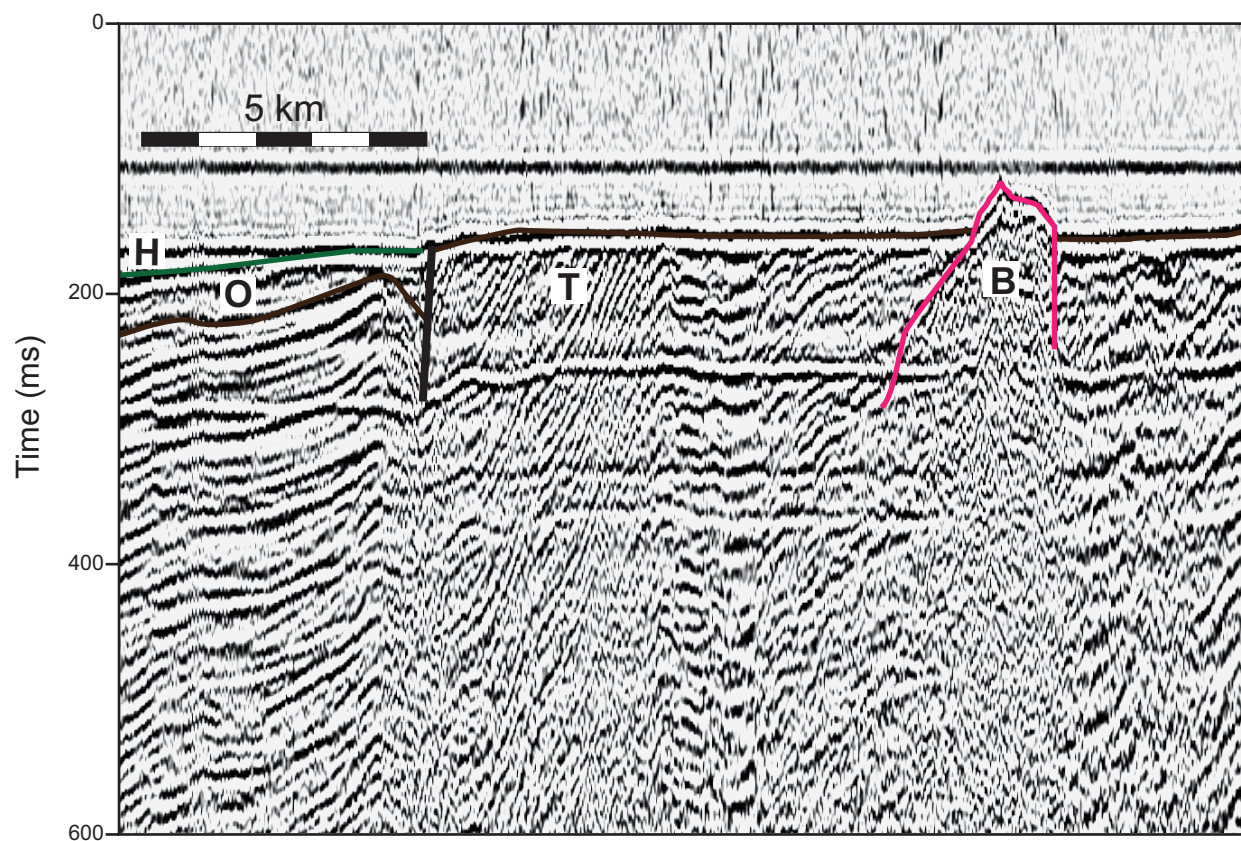
第 14 図 福岡沿岸域における分解能の異なる 2 つの音波探査記録に基づいた海底地質図の比較。(A) 高分解能音波探査記録に基づく海底地質図。黒太枠内は高分解能音波探査を実施した海域。(B) エアガンをを用いた音波探査記録に基づく海底地質図。

Fig. 14 Comparison of marine geological maps based on the high-resolution and air-gun seismic profiles along the coastal zone around Fukuoka. The coastal zone enclosed by a heavy line shows the study area of the high-resolution seismic survey. Inconsistency in the two maps results from difference in the survey resolution. (A) Marine geological map based on the high-resolution seismic profiles. (B) Marine geological map based on the air-gun seismic profiles.



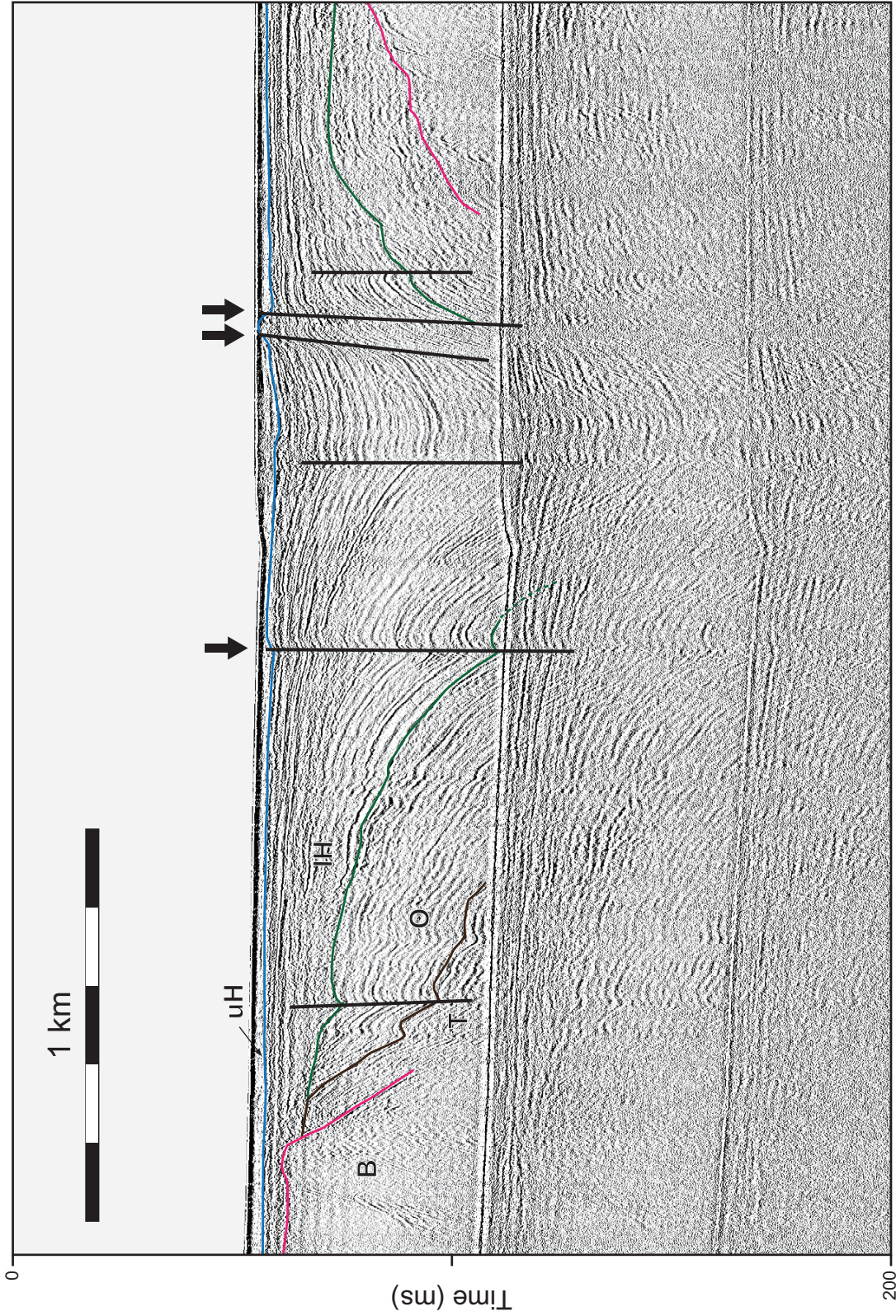
第 15 図 沿岸海域における響灘層群（第四紀の沖積・段丘堆積物相当）の基底面深度と層厚の分布．沖合と沿岸域の音波探査結果に加えて，陸域は松島ほか（2012）によるボーリングデータ，博多湾内は細野ほか（1975）による音波探査データを加えて作図した．（A）響灘層群の基底面深度のコンター図．（B）響灘層群の等層厚線図．

Fig. 15 Depth contour of the base of the Hibiki-nada Group (equivalent to the Quaternary alluvial and terrace deposits) and its thickness. These are drawn from the data of this seismic survey associated with boring investigation in the onshore area by Matsushima *et al.* (2012) and seismic survey in the Hakata Bay by Hosono *et al.* (1975). (A) Depth contour of the base of the Hibiki-nada Group. (B) Isopach map of the Hibiki-nada Group.



第 16 図 菊川断層帯を横切るエアガン音波探査記録。断層帯の南東側が見かけ上落ちこむ傾向を示す。測線位置は第 2 図参照。B：音響基盤；T：角島沖層群；O：大島沖層群；H：響灘層群。

Fig. 16 Air-gun seismic profile across the Kikugawa Fault Zone. The sense of apparent vertical displacement is down to the SW. Location is shown in Fig. 2. B: acoustic basement; T: Tsunoshima-oki Group; O: Oshima-oki Group; H: Hibiki-nada Group.



第 17 図 沿岸域にみられる警固断層の北西延長部と考えられる断層群を横切る高分解能音波探査記録. 矢印は売新統 (響灘層群上部層) に変形を及ぼしている活断層を示す. 測線位置は第 3 図参照. B: 音響基盤; T: 角島沖層群; O: 大島沖層群; IH: 響灘層群下部層; uH: 響灘層群上部層.

Fig. 17 High-resolution seismic profile across the possible NW extension part of the Kego Fault. Active faults which deform the surface Holocene sediments (the upper formation of Hibiki-nada Group) are indicated by arrows. Location is shown in Fig. 3. B: acoustic basement; T: Tsunoshima-oki Group; O: Oshima-oki Group; IH: the lower formation of Hibiki-nada Group; uH: the upper formation of Hibiki-nada Group.